



**Universidade de Aveiro** Departamento de Geociências  
2015



**Universidade do Porto** Faculdade de Ciências – Departamento de  
2015 Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

**LUÍS CARLOS  
SILVA LOPES**

**LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA DE CONCESSÃO DA  
BOA-FÉ (COLT RESOURCES)**





**Universidade de Aveiro** Departamento de Geociências  
2015



**Universidade do Porto** Faculdade de Ciências – Departamento de  
2015 Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território

**LUÍS CARLOS  
SILVA LOPES**

## **LITOGEOQUÍMICA NA ÁREA DE CONCESSÃO DA BOA-FÉ (COLT RESOURCES)**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro e Universidade do Porto para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geomateriais e Recursos Geológicos, realizada sob a orientação científica do Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos, Professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

Estágio e apoio financeiro concedido  
pela empresa:

**COLT RESOURCES**

Apoio financeiro por parte dos  
projetos financiados pela FCT:

Projeto Petrochron – PTDC/CTE-  
GIX/112561/2009  
Projeto estratégico Geobiotec – PEst-  
C/CTE/UI4035/2011



## **o júri**

presidente

**Professor Doutor Fernando Ernesto Rocha Almeida**  
professor associado do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

**Professora Doutora Maria Angela de Carvalho Fernandes Almeida**  
professora auxiliar da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

**Mestre João Carlos Gaspar de Sousa**  
vice-presidente responsável de operações da Colt Resources

**Professor Doutor José Francisco Horta Pacheco dos Santos**  
professor auxiliar do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro



## **agradecimentos**

É ao terminar este passo académico que me apercebo de quantas pessoas estiveram directa ou indirectamente envolvidas nesta minha longa progressão, enquanto estudante e ser humano. Desta forma, tenho que agradecer a muitas pessoas, correndo sempre o risco de deixar alguém de fora.

Primeiro, devo agradecer ao Professor Doutor José Francisco, enquanto orientador deste trabalho, por todo o apoio e disponibilidade prestados na elaboração deste pequeno pedaço de arte.

Depois, agradecer à empresa Colt Resources, nomeadamente ao Dr. João Carlos Gaspar de Sousa por ter permitido a minha integração num estágio da empresa, através do qual muito aprendi, enquanto convívio com várias pessoas. Dentre as quais quero destacar os engenheiros Nélson e Pedro, mas também agradecendo a toda a equipa de geólogos/engenheiros e de ajudantes, pelo apoio dado e pela ajuda na integração e vivência no ambiente empresarial.

À Sara Ribeiro, à Mafalda e à Dona Manuela deixo os meus agradecimentos pela ajuda nas preparações físicas e químicas das amostras nos laboratórios da Universidade de Aveiro.

À minha família, por estarem sempre perto de mim, garantindo-me aquilo que sempre precisei.

E por último, mas não menos importantes, os amigos. Aqueles com os quais muito aprendi e me diverti ao longo destes (grandiosos) anos. Não quero estar a especificar nomes, eles sabem quem são, tanto os de Aveiro, como os da Figueira.

Um bem-haja a todos vós!





## palavras-chave

concessão da Boa-Fé, prospeção de ouro, Série Negra, granitos tardi-variscos, litogeoquímica, composições isotópicas de Sr e Nd, Zona de Ossa-Morena

## resumo

Este trabalho resulta de um estágio curricular na empresa Colt Resources, detentora da concessão da Boa-Fé, que se situa no concelho de Montemor-o-Novo, onde a prospeção de depósitos auríferos tem sido levada a cabo em vários locais, como Chaminé e Casas Novas, de onde provieram as amostras sujeitas a estudo petrográfico, geoquímico e isotópico.

Em termos geológicos, a área de trabalho situa-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, a qual é considerada parte integrante do Maciço de Évora, por seu turno situado na Zona de Ossa-Morena (ZOM), uma das grandes divisões geotectónicas da cadeia varisca ibérica.

Foram objeto de estudo detalhado sete amostras de metassedimentos e duas de metabasitos da Série Negra (Ediacarano), uma de ortognaisse do Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado (Câmbrio inferior-médio) e seis de granitoides tardi-variscos. As amostras provieram de sondagens, à exceção da de ortognaisse.

Os metassedimentos são micaxistos a paragneisses com a associação, quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos ± turmalina ± silimanite ± cordierite ± zircão. Os perfis normalizados de lantanídeos são muito coerentes entre si, com enriquecimento das terras raras leves em relação às pesadas ( $9.11 < La_n/Yb_n < 11.76$ ), muito semelhantes aos descritos na literatura como representativos da crosta continental superior. Considerando uma idade plausível para a génese dos granitoides tardi-cinemáticos na região, os metassedimentos apresentam composições isotópicas com  $-10.6 \leq \epsilon Nd_{320Ma} \leq -8.9$  e  $+95 \leq \epsilon Sr_{320Ma} \leq +148$ .

Os metabasitos são anfibolitos com paragénese plagioclase + hornblenda + quartzo + magnetite + ilmenite ± biotite. Tal como nos metassedimentos, também são comuns arsenopirite e sulfuretos. Os dados geoquímicos mostram que os seus protólitos teriam composições de basaltos/andesitos toleíticos a calco-alcalinos, compatíveis com ambiente de fronteira destrutiva de placas.

O ortognaisse câmbrio apresenta quartzo + microclina + plagioclase + moscovite ± opacos ± biotite ± turmalina ± silimanite, tem composição macro-elementar trondjemítica e composição oligoelementar que aponta para a formação do protólito em ambiente anorogénico.

Nas rochas metamórficas, em especial nos metassedimentos e metabasitos, existem testemunhos de duas fases de deformação importantes, sendo a xistosidade de crenulação a estrutura mais penetrativa.

Os granitos tardi-variscos são fortemente peraluminosos, tendo como minerais mais abundantes quartzo, microclina, plagioclase sódica e moscovite. Como acessórios ocorrem biotite, zircão, apatite, opacos, turmalina e silimanite. Em termos isotópicos, os valores  $\epsilon Sr_{320Ma}$  variam entre +85 e +177, enquanto a gama de valores para  $\epsilon Nd_{320Ma}$  vai de -6.7 a -9.0, compatíveis com o envolvimento de anatexia dos metassedimentos da Série Negra na génese dos magmas que lhes deram origem.



## keywords

Boa-Fé gold prospect, Série Negra, late-Variscan granites, litogeochemistry, Sr and Nd isotope compositions, Ossa-Morena Zone

## abstract

This dissertation results from an internship in the company Colt Resources, specifically in the Boa Fé gold prospect (in Montemor-o-Novo region). During the internship, the author was mainly involved in activities of geological exploration in the areas of Chaminé and Casas Novas. The samples selected for the petrographical, geochemical and isotopic studies presented in this document came mostly from probe cores obtained in these two areas.

The study area is located within the Montemor-o-Novo Shear Zone, a subdivision of the Évora Massif, which in turn belongs to the Ossa-Morena Zone (OMZ), one of the major geotectonic units of the Iberian Variscan chain.

Sixteen samples, mostly obtained in probe cores, were studied in detail: seven metasediments of the Série Negra lithostratigraphic unit (Ediacaran); two metabasites also belonging to Série Negra; one orthogneiss of the Igneous-Sedimentary Monfurado Complex (Lower-Middle Cambrian); six late-Variscan granites.

The metasediments are micashists to paragneisses displaying quartz + plagioclase + biotite + muscovite + opaques  $\pm$  tourmaline  $\pm$  sillimanite  $\pm$  cordierite  $\pm$  zircon as peak metamorphic assemblage. Chondrite-normalized REE patterns of the metasediments are very coherent, showing LREE enrichment ( $9.11 < La_n/Yb_n < 11.76$ ), and also very similar to the patterns commonly accepted as representative of the upper continental crust. Isotope compositions calculated for a plausible age for the genesis of late-kinematic granitoids show the following ranges:  $-10.6 \leq \epsilon Nd_{320Ma} \leq -8.9$  and  $+95 \leq \epsilon Sr_{320Ma} \leq +148$ .

The metabasites are amphibolites displaying the paragenesis plagioclase + hornblende + quartz + magnetite + ilmenite  $\pm$  biotite. As well as in metasediments, arsenopyrite and sulphide minerals are also common in metabasites. Immobile trace element data show that their protoliths were tholeiitic to calc-alkaline basalts and/or andesites, with geochemical features commonly found in magmas related to destructive plate boundaries.

The Cambrian orthogneiss shows the assemblage quartz + microcline + plagioclase + muscovite  $\pm$  opaques  $\pm$  biotite  $\pm$  tourmaline  $\pm$  sillimanite. Major element composition is trondhjemitic, whilst trace element geochemistry suggests that the protolith could have been formed in an anorogenic setting.

Microstructures observed in the metamorphic rocks, in particular in the metasediments and metabasites, testify for two major ductile deformation phases. The most penetrative tectonic anisotropy was identified as a crenulation schistosity.

The studied late-Variscan granites are strongly peraluminous, and have quartz, microcline, Na-plagioclase and muscovite as the most abundant minerals. Biotite, zircon, apatite, opaques, tourmaline and sillimanite occur as accessories. Considering isotope geochemistry,  $\epsilon Sr_{320Ma}$  varies between +85 and +177, whilst the  $\epsilon Nd_{320Ma}$  values go from -6.7 to -9.0. These data can be explained by a strong involvement of anatexis of the Série Negra metasediments in the genesis of the granitic magmas.



# Índice Geral

<b>Capítulo 1: Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos do trabalho .....	1
1.2 Estrutura da dissertação .....	2
1.3 Enquadramento geográfico da área de estudo.....	3
1.4 Concessões da Boa-Fé e Montemor .....	3
<b>Capítulo 2: Enquadramento geológico .....</b>	<b>6</b>
2.1 A orogenia varisca no contexto europeu .....	6
2.2 O Maciço Ibérico no contexto da evolução tectónica da Península Ibérica .....	7
2.3 Zona de Ossa Morena .....	8
2.3.1 Divisão em domínios .....	9
2.3.2 Magmatismo, metamorfismo e deformação .....	13
2.4 Maciço de Évora .....	16
2.4.1 Divisão do Maciço de Évora .....	17
2.5 Enquadramento geológico da área do Escoural (relacionada com a concessão da Boa-Fé).....	22
<b>Capítulo 3: Enquadramento metalogénico.....</b>	<b>24</b>
3.1 Formação de jazigos .....	24
3.2 Jazigos hidrotermais.....	26
3.2.1 Origem das soluções hidrotermais .....	26
3.2.2 Meios de transporte: papel dos agentes complexantes no transporte dos metais (em particular, o ouro) .....	27
3.2.3 Mecanismos que levam à precipitação dos metais a partir das soluções hidrotermais.....	28
3.2.4 Classificação de jazigos hidrotermais epigenéticos .....	29
3.3 Os depósitos mesotermiais de ouro (ou depósitos de ouro orogénico).....	30
3.3.1 Aspetos gerais .....	31
3.3.2 Ambientes de formação .....	32
3.3.3 Características do minério.....	33
3.3.4 Modelos genéticos.....	34
3.4 Depósitos auríferos em Portugal – Caso de Montemor-o-Novo .....	36
<b>Capítulo 4: Petrografia.....</b>	<b>38</b>

4.1 Introdução .....	38
4.2 Aspetos gerais da geologia das unidades estudadas .....	38
4.3 Metassedimentos da Formação do Escoural .....	39
4.4. Rochas metabásicas da Formação do Escoural .....	46
4.5 Ortognaisse do Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado .....	50
4.6 Granitoides tardi-variscos .....	54
<b>Capítulo 5: Geoquímica de rocha total .....</b>	<b>59</b>
5.1 Geoquímica de rocha total de metassedimentos .....	60
5.1.1 Caraterização dos protólitos sedimentares .....	61
5.1.2 Considerações sobre a natureza e a alteração das fontes dos sedimentos .....	62
5.1.3 Caraterísticas geoquímicas gerais dos metassedimentos estudados .....	66
5.2 Geoquímica de rocha total em metabasitos .....	69
5.2.1 Classificação geoquímica .....	70
5.2.2 Normalizações .....	72
5.3 Geoquímica de rocha total de granitoides .....	73
5.3.1 Caraterização geoquímica geral dos granitoides .....	74
5.3.2 Diagramas discriminantes de ambientes tectónicos .....	79
5.3.3 Perfis normalizados de elementos das terras raras .....	81
<b>Capítulo 6: Geologia isotópica .....</b>	<b>83</b>
6.1 Isótopos radiogénicos como indicadores da petrogénese .....	83
6.2 Aspetos fundamentais nos estudos de geologia isotópica .....	84
6.2.1 Mecanismos de decaimento radioativo .....	84
6.2.2 Sistemas isotópicos usados para datação em geologia .....	85
6.2.3 Notação Épsilon ( $\epsilon$ ) .....	89
6.2.4 Diagramas Nd-Sr de correlação isotópica .....	90
6.3 Apresentação e discussão dos dados isotópicos obtidos .....	90
6.3.1 Errócronas Rb-Sr .....	91
6.3.2 Diagramas de correlação isotópica $\epsilon$ Nd vs $\epsilon$ Sr .....	96
<b>Capítulo 7: Trabalhos desenvolvidos na empresa .....</b>	<b>104</b>
7.1 Acompanhamento de atividades de prospeção: sondagens .....	104
7.2 Logs de sondagem .....	106
7.3 Amostragem de solos .....	109
7.4 Reconhecimento de zonas de possível interesse .....	111

<b>Conclusões.....</b>	<b>112</b>
<b>Referências Bibliográficas .....</b>	<b>116</b>
<b>ANEXO I - Análises químicas de rocha total .....</b>	<b>133</b>
<b>ANEXO II - Análises isotópicas .....</b>	<b>139</b>
<b>ANEXO III - Preparação física e química das amostras para as análises elementares e isotópicas.....</b>	<b>144</b>
<b>ANEXO IV - Exemplo de um log .....</b>	<b>149</b>





# Índice de figuras

Figura 1.1: Localização geográfica da área de estudo.....	3
Figura 1.2: Áreas de concessão da Boa-Fé e Montemor.....	4
Figura 1.3: Mapa geológico correspondente à área de concessão da Boa-Fé .....	5
Figura 2.1: Maciços pré-mesozoicos na Europa. ....	7
Figura 2.2: Zonamento do Maciço Ibérico. ....	8
Figura 2.3: Localização da Zona de Ossa Morena.....	9
Figura 2.4: Divisão da Zona de Ossa Morena em domínios .....	10
Figura 2.5: Unidades magmáticas na Zona de Ossa Morena.....	14
Figura 2.6: Maciço de Évora .....	18
Figura 2.7: Colunas litoestratigráficas para as unidades do Maciço de Évora .....	22
Figura 3.1: Os principais tipos de água que contribuem para as soluções hidrotermais ..	27
Figura 3.2: Ilustração das características dos depósitos de ouro arcaicos. ....	31
Figura 3.3: Sequência paragenética comum de jazigos auríferos do tipo orogénico durante o Fanerozoico.....	34
Figura 5.1: Diagrama de classificação de psamitos e pelitos. ....	62
Figura 5.2: Índice CIA = $[(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)] \times 100$ vs $Al_2O_3/CaO+Na_2O$ .....	63
Figura 5.3: Diagrama A-CN-K .....	64
Figura 5.4: Diagrama discriminante da proveniência de sedimentos.....	65
Figura 5.5: Diagramas discriminantes de proveniências e ambientes tectónicos .....	66
Figura 5.6: Padrões de terras raras, normalizados em relação ao (a) condrito e (b) NIBAS .....	68
Figura 5.7: Diagrama $SiO_2$ vs $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+CaO+Na_2O+K_2O$ .....	69
Figura 5.8: Diagrama binário $Zr/TiO_2$ vs $Nb/Y$ .....	70
Figura 5.9: Diagramas triangulares a) $Nb-Zr-Y$ e b) $Th-Ta-Hf$ .....	71
Figura 5.10: Padrões de elementos HFSE, normalizados em relação ao manto primordial. ....	72
Figura 5.11: Padrões de elementos HFSE, normalizados em relação ao manto primordial .....	73
Figura 5.12: Diagrama TAS: $Na_2O+K_2O$ vs. $SiO_2$ .....	75
Figura 5.13: Diagrama triangular dos feldspatos.....	76
Figura 5.14: Diagrama para classificação da aluminosidade das rochas .....	77
Figura 5.15: Diagrama A-B para classificação da aluminosidade.....	78
Figura 5.16: Diagramas binários elemento imóvel vs. $10000 \cdot Ga/Al$ .....	79
Figura 5.17: Diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos.....	81
Figura 5.18: Padrões de terras raras normalizados em relação ao condrito .....	82

Figura 6.1: Errócrona dos granitoides tardi-variscos.....	92
Figura 6.2: Errócrona dos granitoides de Chaminé.....	93
Figura 6.3: Errócrona dos granitoides de Casas Novas.....	93
Figura 6.4: Errócrona dos anfibolitos da Série Negra .....	95
Figura 6.5: Errócrona dos metassedimentos da Série Negra .....	96
Figuras 6.6 e 6.7: Diagramas de correlação isotópica $\epsilon\text{Nd}$ vs $\epsilon\text{Sr}$ .....	99
Figura 6.8: Diagrama $\epsilon\text{Nd}$ vs tempo geológico.....	103
Figura 7.1: Medição da orientação de uma sondagem não vertical no campo .....	105
Figura 7.2: Caixa de sondagem marcada para amostragem.....	109
Figura 7.3: Caixa de sondagem depois de amostrada.....	109
Figura 7.4: Malha de solos para a zona de Fonte Santa, Carvalhal.....	110

# Índice de fotografias

Fotografias 4.1 e 4.2: Aspectos gerais dos metassedimentos com tendência mais psamítica (micaxisto/paragnaisse, à esquerda) e dos metassedimentos com tendência mais pelítica (micaxisto, à direita). Bt – Biotite. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois paralelos .....	43
Fotografia 4.3: Cristal de plagioclase muito sericitizado e moscovitizado, em micaxisto (Ms – moscovite; Qz – quartzo). Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados.....	43
Fotografias 4.4 e 4.5: Provável pseudomorfose seguindo cordierite (Crd), em amostra de micaxisto. O mineral de alteração mais importante na pseudomorfose é a clorite. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.....	44
Fotografias 4.6 e 4.7: Exemplos de opacos em micaxistos. À esquerda: grão de calcopirite (Ccp) no seio de arsenopirite (Apy). À direita: grãos de arsenopirite (Apy) e loellingite (Lo); a loellingite ocorre muito fraturada, como é comum. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.....	44
Fotografias 4.8 e 4.9: Disposição dos grãos de filossilicatos em duas direções ligeiramente diferentes, sugerindo que a anisotropia mais evidente seja uma xistosidade de crenulação. Traço a verde: anisotropia mais penetrativa. Traços a amarelo: orientações de muitos grãos individuais de mica. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados .....	45
Fotografia 4.10: Exemplo de opacos em anfibolitos. Grãos de pirite (Py), pirrotite (Po), magnetite (Mag) e calcopirite (Ccp), dispendo-se paralelamente à anisotropia dominante na lâmina. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.....	48
Fotografias 4.11 e 4.12: Aspectos gerais da textura granonematolepidoblástica, com intercalação de domínios lepidoblásticos, com abundância de biotite, e domínios granonematoblásticos (à esquerda) e da textura granonematoblástica (à direita), em anfibolitos. Na imagem da direita é possível observar a tendência para o alinhamento de minerais opacos. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois paralelos.....	48
Fotografias 4.13 e 4.14: À esquerda: arcos poligonais definidos por alguns minerais (quartzo e anfíbola), testemunhando que houve duas fases de deformação importantes com recristalização nas charneiras das microdobras (traço amarelo). A anisotropia mais importante (traço verde) será, portanto, uma xistosidade de crenulação. À direita: pormenor da fotografia anterior. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados.....	49
Fotografias 4.15 e 4.16: Aspecto geral de um setor do ortognaisse em que há proporções significativas dos quatro minerais mais importantes (Qz – quartzo; Mc – microclina, Pl – plagioclase, Ms – moscovite). Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados .....	52
Fotografia 4.17: Cristal de moscovite com inclusões de aciculares de silimanite (Sil) , na lâmina de ortognaisse. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados .....	52
Fotografias 4.18 e 4.19: Contacto entre duas bandas no ortognaisse, separadas pela linha vermelha: abaixo da linha, banda formada essencialmente por quartzo de dimensões relativamente grandes; acima da linha, banda de granularidade mais fina, essencialmente	

formada por quartzo, microclina, plagioclase e moscovite. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.....	53
Fotografia 4.20: Aspeto microscópico geral dos granitos estudados (Qz – quartzo; Mc – microclina; Pl – plagioclase; Ms – moscovite). Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados. ....	57
Fotografias 4.21 e 4.22: Aspetos particulares de grãos de feldspatos em lâminas de granitos. À esquerda: cristal de microclina (Mc) pertitzada. À direita: cristal de plagioclase zonada, com o núcleo fortemente sericitizado, em contraste com a zona mais externa, vendo-se ainda uma inclusão de biotite. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicos cruzados .....	57
Fotografias 4.23 e 4.24: Aspetos particulares de grãos de micas em lâminas de granitos. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos: cristal de biotite (Bt) cloritizado (Chl). À direita, observação em nicois cruzados: aspeto local de <i>kink-folds</i> em moscovite.....	58
Fotografia 4.25: Pequenas fraturas, em granito, preenchidas por pirite. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.....	58

# Índice de tabelas

Tabela 3.1: Processos que originam depósitos minerais metálicos. ....	24
Tabela 3.2: Classificação de jazigos hidrotermais, e algumas características importantes das várias categorias.....	30
Tabela 4.1: Divisão das amostras estudadas pelos vários grupos. ....	38
Tabela 4.2: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais e profundidades de proveniência.....	40
Tabela 4.3: Referências das amostras de metabasitos e respectivos locais e profundidades de proveniência.....	46
Tabela 4.4: Referências das amostras de granitoides tardi-variscos e respectivos locais e profundidades de proveniência .....	54
Tabela 5.1: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais de proveniência...	61
Tabela 5.2: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais de proveniência...	70
Tabela 5.3: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais de proveniência...	74
Tabela 6.1: Exemplos de alguns sistemas relevantes usados em geocronologia. ....	86
Tabela 6.2: Valores de $T_{DM}$ obtidos nas amostras estudadas.....	102

# Lista das principais abreviaturas

CIA – *Chemical Index of Alteration*

CHUR – *CHondritic Uniform Reservoir*

COBA – Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

DM – *Depleted Mantle*

E-MORB – *Enriched Mid Ocean Ridge Basalt*

ETR – Elementos das terras raras

HFSE – *High Field Strength Elements*

LGI-UA – Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Aveiro

ME – Maciço de Évora

MSWD – *Mean Square Weighted Deviates*

N-MORB – *Normal Mid Ocean Ridge Basalt*

NIBAS – *Neoproterozoic Iberian Average Shale*

TAME – Terreno de Alto Grau Metamórfico de Évora

TMIE – Terreno de grau Metamórfico Intermédio de Évora

ZCI – Zona Centro-Ibérica

ZCMN – Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo

ZGMT – Zona de Galiza e Trás-os-Montes

ZOM – Zona de Ossa Morena

ZSP – Zona Sul Portuguesa

## **CAPÍTULO 1**

### **Introdução**

#### **1.1 Objetivos do trabalho**

A realização deste trabalho teve por base o estudo de litologias presentes nas áreas de prospeção aurífera de Chaminé e Casas Novas (Montemor-o-Novo) integradas em concessão atribuída à empresa Colt Resources, tendo, aliás, o autor beneficiado de um estágio nesta empresa. Os objetivos principais deste trabalho consistiam em: aprofundamento da caracterização das unidades envolventes dos jazigos auríferos (em particular, as litologias de idade neoproterozoica, quer metassedimentares quer meta-ígneas, da Formação da Série Negra e os granitoides variscos que as intruem) com base na realização de um estudo petrográfico, geoquímico e isotópico de amostras dessas unidades; uma síntese dos mecanismos de deposição do ouro em jazigos hidrotermais do tipo mesotermal; e familiarização do autor com o trabalho em meio empresarial, em geral, e com técnicas de trabalhos de prospeção geológica, de um modo mais particular. A maioria das amostras estudadas proveio de testemunhos de sondagem, já antes existentes na empresa, embora algumas também tenham sido colhidas em afloramentos.

No total foram estudadas dezasseis amostras das rochas acima referidas (para geoquímica e geologia isotópica), bem como vinte e sete lâminas polidas (para petrografia). A preparação física das amostras, os estudos petrográficos e as análises isotópicas foram realizados na Universidade de Aveiro (Departamento de Geociências e Laboratório de Geologia Isotópica).

Durante o período de estágio na Colt Resources, o autor realizou vários trabalhos, de entre os quais podem destacar-se o acompanhamento e elaboração de *logs* de sondagem de várias zonas de prospeção (nomeadamente, Chaminé e Casas Novas), a computação dos dados obtidos e a participação em grupos de trabalho em campo. Este último ponto incidiu sobre a amostragem de solos, cartografia e pesquisa mineralógica de interesse. Estes trabalhos foram realizados no ambiente empresarial, não se encontrando diretamente interligados com os estudos petrológicos, geoquímicos e isotópicos efetuados e que são a questão central do presente trabalho.

## **1.2 Estrutura da dissertação**

Sem contar com este capítulo, puramente introdutório, esta dissertação encontra-se compartimentada em mais seis capítulos, conclusões, referências bibliográficas e quatro anexos, definidos do seguinte modo:

### **Capítulo 2: Enquadramento geológico**

Tem por base uma identificação dos aspetos geológicos, desde os mais gerais, começando com a orogenia varisca, até aos mais específicos, culminando com as litologias presentes na área de estudo.

### **Capítulo 3: Enquadramento metalogénico**

Neste capítulo faz-se uma síntese dos principais processos relacionados com a formação de jazigos auríferos, nomeadamente os mesotermiais.

### **Capítulo 4: Petrografia**

É feita uma descrição petrográfica, em modo síntese, das unidades estudadas.

### **Capítulo 5: Geoquímica de rocha total**

Apresentam-se caracterizações geoquímicas das litologias estudadas, através da interpretação das concentrações de elementos maiores e vestigiais.

### **Capítulo 6: Geologia isotópica**

Aborda fundamentos da geologia de isótopos radiogénicos, os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd e os resultados obtidos.

### **Capítulo 7: Trabalhos desenvolvidos na empresa**

Síntese dos trabalhos realizados no âmbito do estágio na empresa Colt Resources.

### **Conclusões**

### **Referências bibliográficas**

### **Anexo I – Análises químicas de rocha total**



Anexo II – Análises isotópicas

Anexo III – Preparação física e química das amostras para as análises elementares e isotópicas

Anexo IV – Exemplo de um *log*

### 1.3 Enquadramento geográfico da área de estudo

As áreas de Chaminé e Casas Novas, locais de prospeção com recurso a sondagens, a partir das quais se obteve grande parte da amostragem utilizada neste trabalho, localizam-se no concelho de Montemor-o-Novo, que faz parte do distrito de Évora e encontram-se representadas na folha nº 458 da Carta Militar de Portugal, na escala 1:25000, do Instituto Geográfico do Exército, cuja localização se assinala na figura abaixo (figura 1.1).



Figura 1.1: Localização geográfica da área correspondente à folha nº 458 da Carta Militar de Portugal. Adaptado da figura disponibilizada, pelo IgeoE, em: <http://www.igeoe.pt/igeoearcweb/igeoesig/ExecCmd.asp?cmd=PesquisarFolha&serie=500mil&n=1>.

### 1.4 Concessões da Boa-Fé e Montemor

A área de concessão da Boa-Fé ocupa cerca de 47 km<sup>2</sup> e situa-se aproximadamente a 5 km a este da vila de Santiago do Escoural. Esta área de concessão encontra-se

envolvida por uma outra, de carácter mais regional, a concessão de Montemor, com uma área de cerca de 728 km<sup>2</sup> (figura 1.2). A primeira das referidas concessões vai entrar brevemente numa fase de mineração experimental, ao passo que a segunda se encontra numa fase de prospeção. Ambas as concessões visam avaliar uma possível exploração de depósitos auríferos.

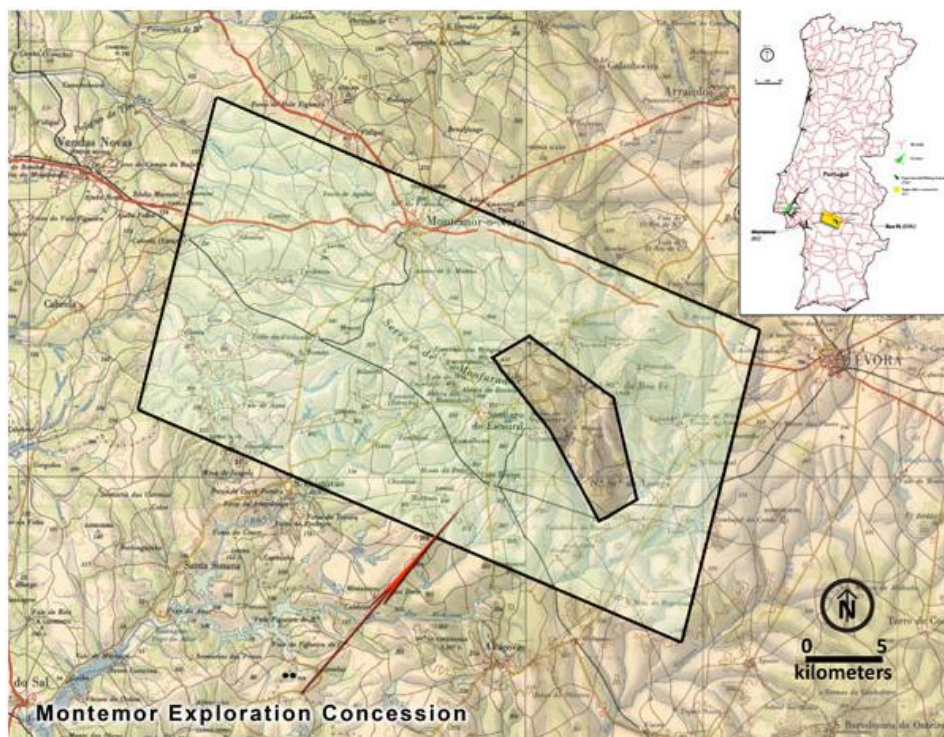


Figura 1.2: Áreas de concessão da Boa-Fé (menor) e Montemor (maior) da empresa Colt Resources. Retirado de: <http://www.coltresources.com/en/montemor>.

A área de concessão da Boa-Fé, de onde provêm as amostras estudadas neste trabalho, tem uma forma alongada, na direcção NW-SE, entre Fonte Santa e Braços e situa-se aproximadamente a 12 km a SE da cidade de Montemor-o-Novo (figuras 1.2 e 1.3).

Nesta área encontram-se vários depósitos auríferos (figura 1.3), como em Banhos, Ligeiro, Braços, Chaminé e Casas Novas, sendo que os dois últimos constituem as ocorrências de maior importância.

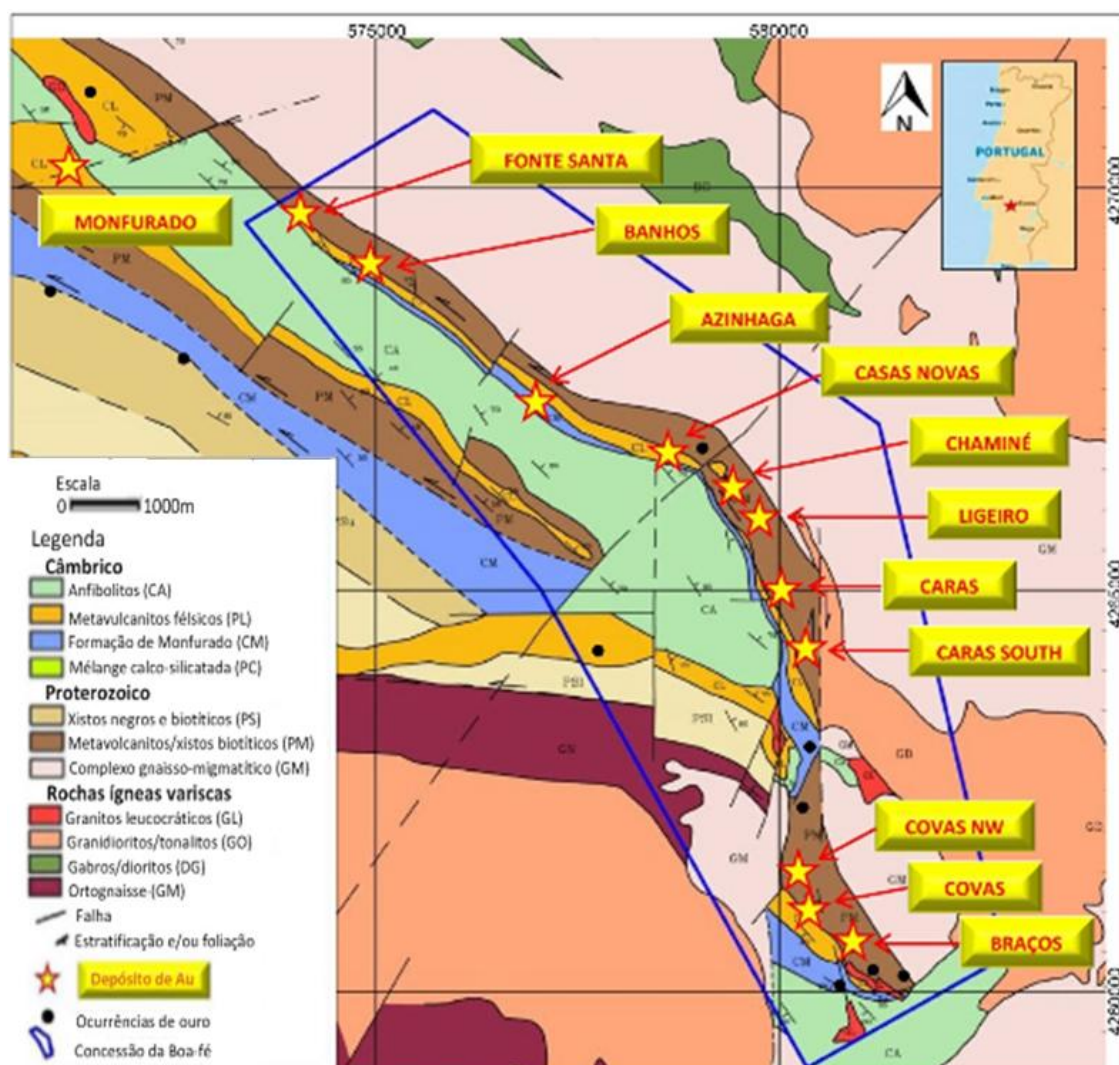


Figura 1.3: Mapa geológico correspondente à área de concessão da Boa-Fé. Os depósitos de ouro (Au) mais importantes encontram-se assinalados. Retirado de <http://www.coltresources.com/en/fact-sheet>.

## **CAPÍTULO 2**

### **Enquadramento geológico**

Para uma melhor compreensão dos temas referidos ao longo do trabalho, convém primeiramente fazer uma síntese do contexto geológico relevante para a região em estudo. Desta forma, é apresentado um texto que tenta caraterizar a orogenia varisca bem como a Zona de Ossa Morena (ZOM), da qual a área estudada faz parte.

#### **2.1 A orogenia varisca no contexto europeu**

A orogenia varisca é uma das três orogenias fanerozoicas, que resultaram da convergência e colisão de essencialmente três grandes blocos continentais e que levaram ao estabelecimento das caraterísticas estruturais fundamentais da Europa ocidental.

O orógeno varisco europeu representa uma cadeia montanhosa que se formou devido à colisão de duas massas continentais, Laurussia e Gondwana, mas também devido à colisão destas com outras placas de menor dimensão, a Avalónia e a Armórica (Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

A cadeia varisca constitui uma faixa com cerca de 3000 km de comprimento e 700 a 900 km de largura.

Os afloramentos representativos dessa cadeia na Europa não se apresentam em continuidade, sendo que ao invés, formam maciços (figura 2.1), que se encontram separados por depósitos de idades meso-cenozoicas.



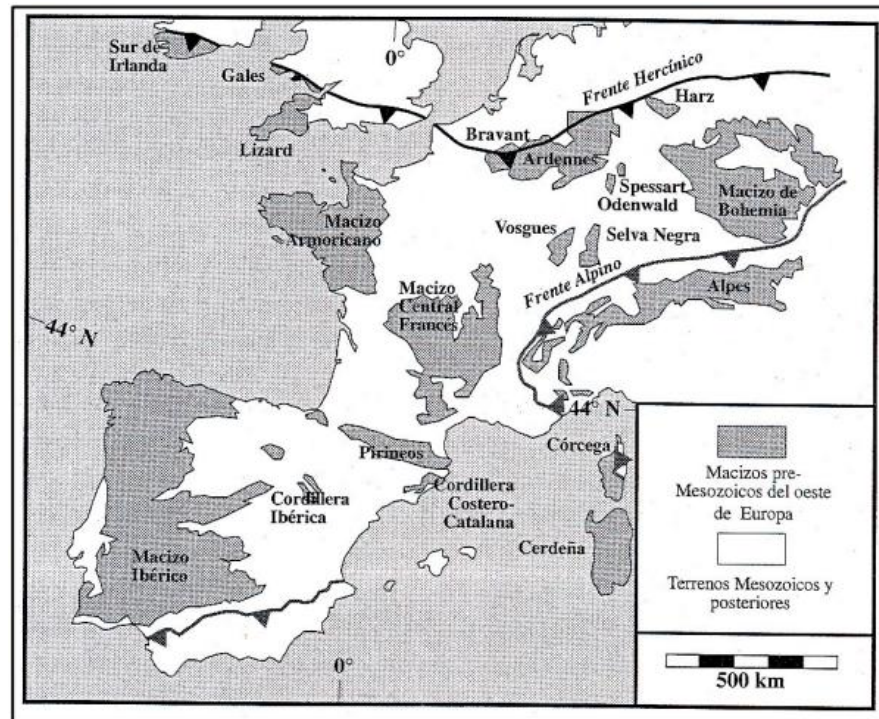


Figura 2.1: Maciços pré-mesozoicos que constituem a cadeia varisca da Europa ocidental e central, delineados a partir de dados gravimétricos e magnéticos. Retirado de Etxebarria (2003).

## 2.2 O Maciço Ibérico no contexto da evolução tectónica da Península Ibérica

Como referido na secção anterior, o Maciço Ibérico (também conhecido como Maciço Hespérico), é o maior fragmento contínuo da cadeia varisca na Europa central e ocidental, sendo nele que se inserem as unidades geológicas pré-mesozoicas do território português.

Em Portugal ocorrem, para além dos terrenos do Maciço Ibérico, bacias de idade meso-cenozoica. Localmente, a orogenia alpina fez sentir os seus efeitos.

As rochas presentes no Maciço Ibérico apresentam um conjunto de idades que variam desde o Proterozoico ao Carbónico, encontram-se frequentemente deformadas e metamorfizadas durante a orogenia varisca e, em extensas áreas, testemunham importantes fenómenos intrusivos por magmas predominantemente granitoides, também de idades variscas.

O Maciço Ibérico é habitualmente considerado dividido em seis zonas geotectónicas, diferenciadas por características magmáticas, metamórficas, tectónicas, estratigráficas e metalogénicas.

As seis zonas referidas são (de norte para sul) a Zona Cantábrica, a Zona Astúrico-Occidental Leonesa, a Zona de Galiza e Trás-os-Montes (ZGTM), a Zona Centro-Ibérica

(ZCI), a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (figura 2.2; Farías *et al.*, 1987). Apenas as duas primeiras não se encontram representadas no território nacional. Apesar desta ser uma das sistematizações presentemente mais utilizadas, anteriormente haviam sido propostos e usados outros esquemas de divisão do Maciço Ibérico, em especial os de Lotze (1945) e Julivert *et al.* (1972). Aliás, a divisão proposta por Farías *et al.* (1987) é, no essencial, uma variante da que tinha sido previamente apresentada por Julivert *et al.* (1972), estando a diferença mais óbvia na apresentação da Zona de Galiza e Trás-os-Montes como distinta da Zona Centro-Ibérica.

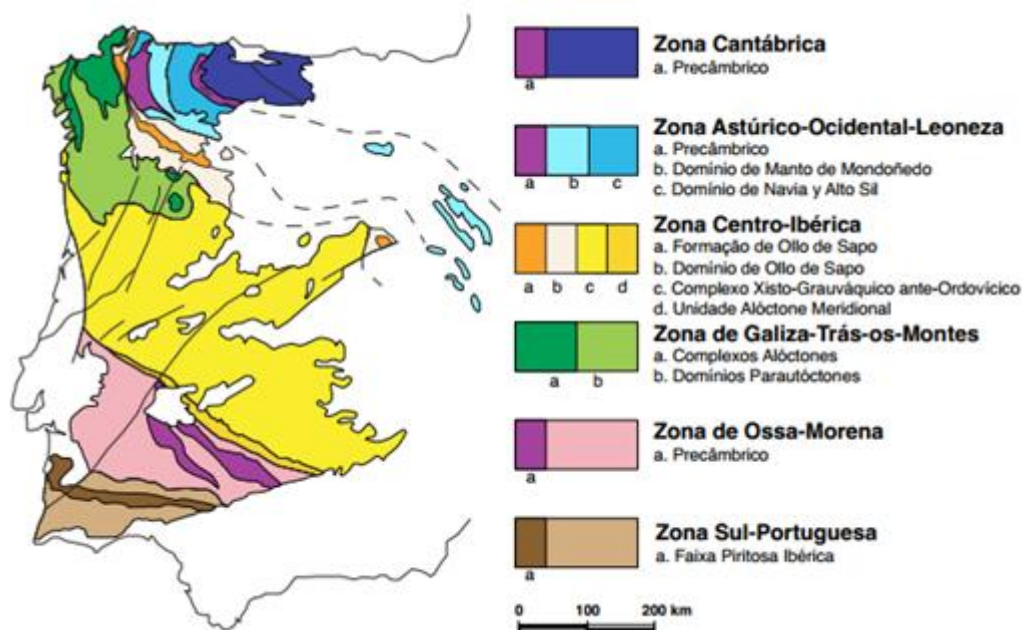


Figura 2.2: O zonamento do Maciço Ibérico. Retirado de Sérgio (2012).

A concessão da Boa-Fé, que inclui os jazigos de Casas Novas e Chaminé, situa-se, geologicamente, na Zona de Ossa Morena, pelo que será esta a zona geotectónica mais importante para este trabalho e que, portanto, será aprofundada no seguinte subcapítulo.

### 2.3 Zona de Ossa Morena

A zona geotectónica de Ossa Morena (figura 2.3) faz parte do Maciço Ibérico e encontra-se entre duas outras zonas, a Zona Centro-Ibérica e a Zona Sul-Portuguesa, que se localizam geograficamente a norte e a sul, respetivamente. A oeste, contacta com sedimentos da Bacia Lusitânica e da Bacia do Baixo Tejo e Sado, de idades mesozoicas e cenozoicas.

Os principais limites da ZOM com as zonas contíguas do Maciço Ibérico, segundo Quesada (1990), são:

- Falha de Portalegre, a oeste, e o batólito de Pedroches, a este;
- Cavalcamento de Ficalho-Almonaster, a sul.

No entanto, alguns retalhos da ZOM ocorrem a norte da área onde esta zona geotectónica está mais extensamente representada, ao longo da zona de cisalhamento de Porto-Tomar. Assim, este acidente põe em contacto a ZOM (a oeste) e a ZCI (a este).

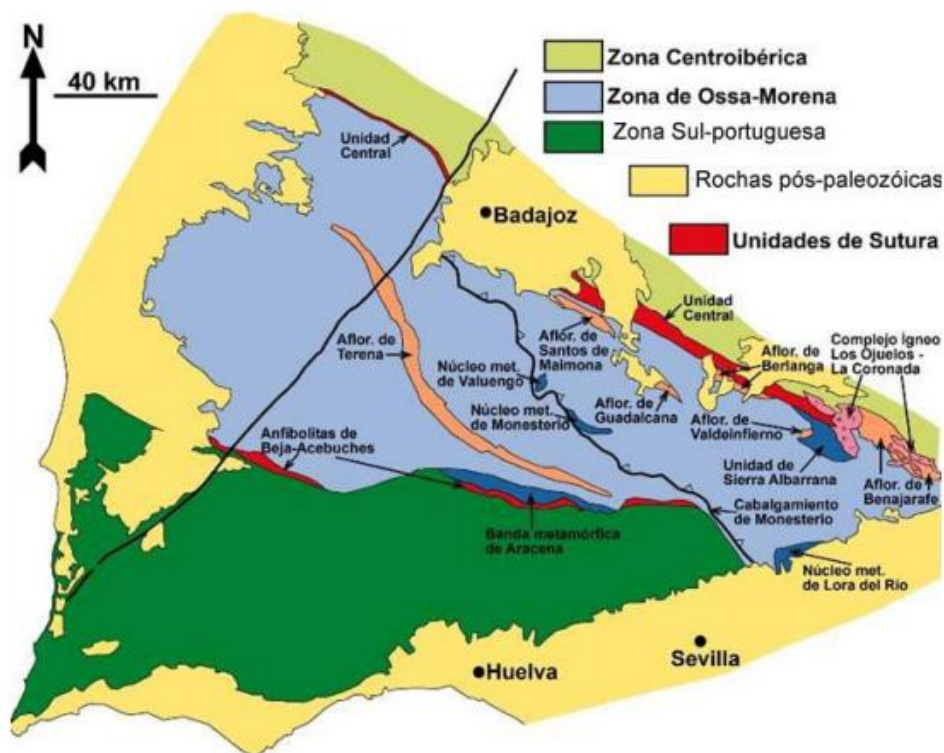


Figura 2.3: Localização da Zona de Ossa Morena, em relação com as zonas geotectónicas vizinhas. Retirado de Azor (2004).

Geograficamente, o setor ocidental da ZOM fica situado predominantemente na região Centro-Sul de Portugal continental.

### 2.3.1 Divisão em domínios

A Zona de Ossa Morena apresenta uma estrutura mais complexa, quando comparada com as da ZCI e da ZSP, o que, aliás, leva a que a ZOM seja dividida em vários

domínios. A referida complexidade é consequência de uma forte compartimentação criada por um padrão apertado de fraturas, resultante da sobreposição de estruturas produzidas durante os dois ciclos orogénicos a que a ZOM esteve sujeita. No entanto, segundo Chacón *et al.* (1983) e Apalategui *et al.* (1990), a orogenia varisca terá sido a que mais contribuiu para o facto de ocorrer tal especial compartimentação. Araújo (1995), baseado nos trabalhos de Chacón *et al.* (1983), Apalategui *et al.* (1990) e Oliveira *et al.* (1991), refere os seguintes cinco domínios no setor português da ZOM (figura 2.4):

- a) Domínio da Faixa Blastomilonítica
- b) Domínio de Alter-do-Chão – Elvas
- c) Domínio de Estremoz - Barrancos
- d) Domínio de Évora – Beja
- e) Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

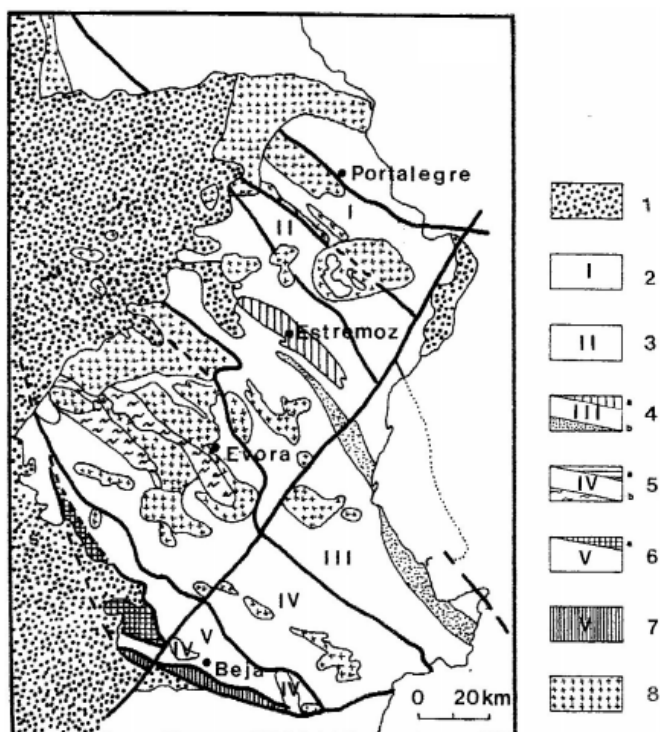


Figura 2.4: Divisão da Zona de Ossa Morena em domínios. 1 – Cobertura terciária; 2 - Domínio da Faixa Blastomilonítica, 3 - Domínio Alter do Chão-Elvas; 4 - Domínio Estremoz-Barrancos; 5 Domínio de Évora-Beja, setor de Montemor-Ficalho; 6 - Domínio de Évora-Beja, Maciço de Beja; 7 - Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 8 - Granitoides indiferenciados. Retirado de Araújo (1995).



No domínio mais a norte, Faixa Blastomilonítica, e no domínio mais a sul, Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, ocorrem rochas ígneas básicas que se caracterizam por possuírem afinidades oceânicas, o que leva a que os os domínios referidos sejam considerados como suturas orogénicas e adotados por certos autores como limites da ZOM (Azor, 2004; Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

Atualmente, aceita-se o limite entre a ZOM e a ZSP como sendo uma sutura de idade varisca (Munhá *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990). No entanto, para o limite entre a ZOM e ZCI não existe um consenso para a idade da referida sutura. Autores como Burg *et al.* (1981) e Azor (2004) atribuem-lhe uma idade varisca, enquanto outros autores lhe atribuem uma idade cadomiana. Segundo a última linha de pensamento, esta sutura mais antiga teria sido reativada durante a orogenia varisca (Ribeiro *et al.*, 1990; Ábalos *et al.*, 1991, 2002).

#### a) Domínio da Faixa Blastomilonítica

Este é o domínio que se situa mais a norte. Encontra-se representado principalmente por litologias de idade provavelmente proterozoica, sujeitas a episódios metamórficos de grau baixo a elevado, intruídas por rochas hiperalcalinas (do Paleozoico inferior) e granitoides (Oliveira *et al.*, 1991). A separação entre este domínio (ZOM) e a ZCI ocorre através do cavalgamento Portalegre-Sardoal.

#### b) Domínio de Alter-do-Chão – Elvas

O referido domínio encontra-se delimitado a norte pelo cavalgamento de Alter-do-Chão (estrutura que inclina para SW) e a sul pelo carreamento da Juromenha. Este setor encontra-se entre o da Faixa Blastomilonítica e o de Estremoz-Barrancos.

É constituído por um antiforma, cujo núcleo apresenta rochas de idade proterozoica, afetadas por metamorfismo associado à primeira fase com expressão generalizada na ZOM. Este antiforma é cavalgado pelas rochas da Faixa Blastomilonitica no flanco NE, enquanto que o flanco SW, constituído por rochas paleozoicas, testemunha uma tectónica de mantos e dobras com vergência para SW (Chacón *et al.*, 1983).

Em relação ao metamorfismo ocorrido neste domínio, ele é em grande parte de baixo grau, atingindo-se, no entanto, localmente, condições da fácies anfíbolítica (Quesada & Munhá, 1990).

c) Domínio de Estremoz-Barrancos

O setor de Estremoz-Barrancos localiza-se entre o domínio anterior e o de Évora-Beja. É separado do primeiro pelo carreamento da Juromenha e do segundo pelo carreamento de Santo Aleixo da Restauração.

Estruturalmente, neste domínio encontram-se o antiforma de Estremoz e o sinforma de Barrancos como estruturas que assumem maior importância (Chacón *et al.*, 1983).

A deformação e o metamorfismo aqui ocorridos assemelham-se aos do domínio de Alter-do-Chão – Elvas, embora a primeira fase com extensa expressão na ZOM presente, aqui, habitualmente características de um andar estrutural superior (Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro, 1981).

d) Domínio de Évora-Beja

A região de Montemor-o-Novo, encontra-se incluída neste domínio. Distingue-se dos outros domínios da ZOM, por nele os maciços intrusivos de idade varisca ocuparem uma proporção muito grande da sua área. As litologias ígneas apresentam composição predominantemente granitoide no Maciço de Évora, ao passo que no Maciço de Beja os termos básicos e intermédios ganham preponderância.

Quanto à deformação, neste domínio encontram-se testemunhos não só das duas fases de deformação variscas mais comuns na ZOM, mas também, com crescente importância para sudoeste, de uma fase mais precoce, contemporânea de um evento metamórfico de alta pressão, a qual está relacionada com a instalação do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA; Araújo, 1995). Na generalidade, o metamorfismo presente é de baixo grau. No entanto, em certas zonas são observados complexos metamórficos que atingem o grau médio-alto, originados por eventos de elevado gradiente geotérmico (Martínez & Gil Ibarguchi, 1983; Quesada & Munhá, 1990). Mais esporadicamente ainda, encontram-se litologias das fácies eclogítica e dos xistos azuis, geradas durante o metamorfismo que acompanha a subducção do COBA (Araújo *et al.*, 2013).

e) Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches

O Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e a Unidade de Pulo de Lobo, que aflora imediatamente a sul, podem ser consideradas em conjunto como um terreno tectono-

estratigráfico, distinto da ZOM e da ZSP, mas com uma relação importante com a evolução geodinâmica da ZOM (Ribeiro *et al.*, 1990). Tradicionalmente, as litologias do COBA têm sido incluídas na ZOM, enquanto a Unidade de Pulo de Lobo tem sido considerada como parte da ZSP.

No COBA, encontram-se presentes os seguintes termos, variando da base para o topo:

- Serpentinóis derivados de harzburgitos e dunitos
- “Flasergabbros”
- Anfibolitos, correspondentes a complexos de dique em dique
- Anfibolitos derivados de basaltos, localmente com estruturas de *pillow-lava*, nos quais podem ocorrer níveis de chert intercalados

A sequência presente no COBA ajusta-se às características normais dos ofiolitos.

O facto dos termos descritos acima apresentarem uma assinatura geoquímica típica de ambientes orogénicos, conduziu à hipótese deste complexo ter sido formado numa bacia marginal pós-arco criada durante as fases iniciais da subducção do oceano varisco (Munhá *et al.*, 1986).

## **2.3.2 Magmatismo, metamorfismo e deformação**

### **2.3.2.1 Magmatismo**

No que toca ao magmatismo registado na ZOM (figura 2.5), este apresenta características distintas do ocorrido nas restantes zonas geotectónicas do Maciço Ibérico, sendo de destacar (Sánchez Carretero *et al.*, 1990; Galindo & Casquet, 2004):

- O longo período em que decorreram episódios de magmatismo, do Neoproterozoico ao Pérmico
- A presença de intrusões granitoides de dimensão geralmente mais reduzida do que a das mais típicas da ZCI
- A abundância de rochas ígneas de composição básica (basaltos e gabros)
- A existência de testemunhos de magmatismo bimodal
- A relevância dos testemunhos de episódios vulcânicos e subvulcânicos

Apesar do que se encontra referido no primeiro ponto, que também abarca o magmatismo pré-varisco, a maior parte dos fenómenos ígneos registados na ZOM está relacionada com a orogenia varisca. Ambos os tipos de magmatismo serão resumidamente abordados de seguida.

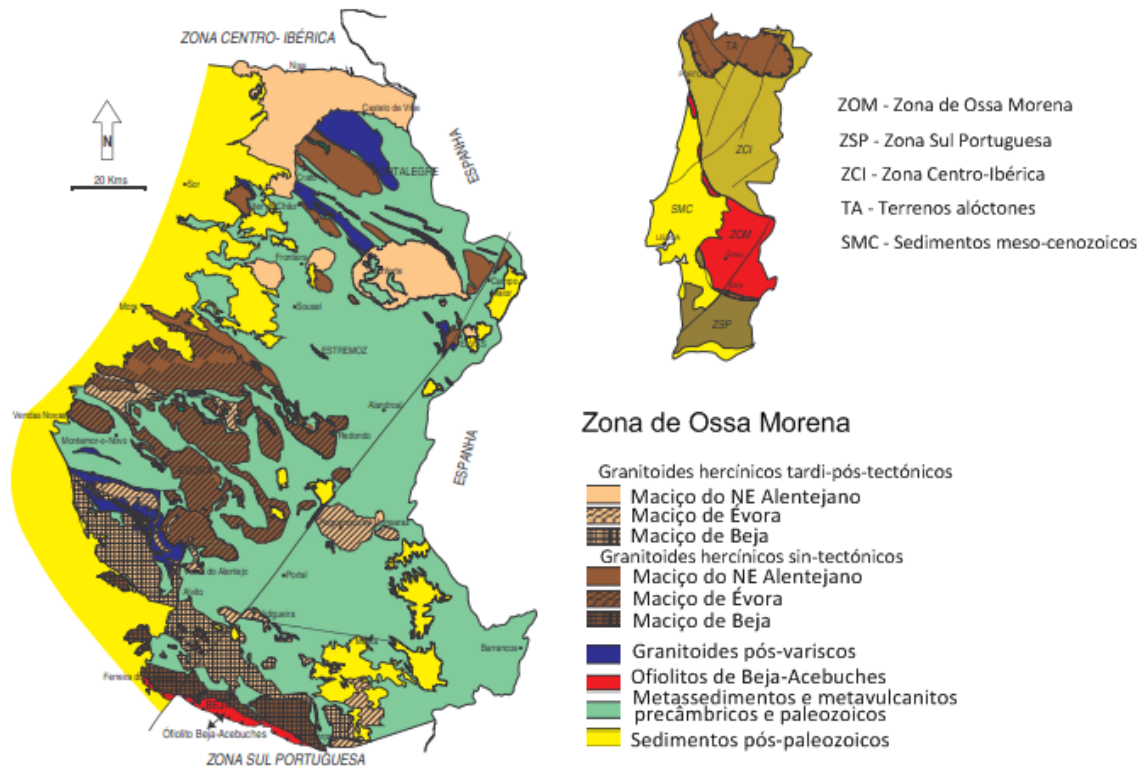


Figura 2.5: Mapa da Zona de Ossa Morena, em que se assinalam as principais unidades magmáticas. Adaptado a partir de Ribeiro (2004).

#### a) Magmatismo pré-varisco

O magmatismo pré-varisco pode ser dividido em proterozoico, câmbrico ou ordovícico, consoante a sua cronologia.

No Proterozoico, encontram-se dois grupos, tendo como base de diferenciação a sua relação com a orogenia cadomiana. O primeiro grupo corresponde a sequências bimodais pré-orogénicas, da qual fazem parte os gnaisses e anfibolitos da Faixa Blastomilonítica, cujos protólitos se relacionam com um episódio de *rifting* do início do ciclo cadomiano. Já o segundo grupo corresponde a séries sin-orogénicas, que incluem vulcanitos de afinidade calco-alkalina e intrusões granitoides anatóticas, relacionadas com núcleos metamórficos (Sánchez Carretero *et al.*, 1990).

O magmatismo câmbrico da ZOM, subdivide-se em três grupos de rochas (Mata & Munhá, 1990; Sánchez Carretero *et al.*, 1990; Galindo & Casquet, 2004): (1) basaltos toleíticos e riolitos peralcalinos metamorfizados, que correspondem a uma associação bimodal e estão relacionados com uma fase de *rifting* intracontinental; (2) uma associação bimodal, datada do Câmbrico médio, que inclui basaltos de quimismo alcalino intraplaca e riolitos; (3) rochas plutônicas granitoides, por vezes de tendência alcalina.

Por fim, o magmatismo ordovícico é representado por um episódio plutónico anorogénico, com carácter alcalino a peralcalino, relacionado com a evolução do processo de “*rifting*” iniciado no Câmbrico (Galindo & Casquet, 2004).

#### b) Magmatismo varisco

Os testemunhos deste magmatismo mostram uma variação composicional em função da posição geográfica. A norte, encontram-se predominantemente corpos ácidos, cuja importância diminui em direção a sul, com o incremento da importância de corpos básicos. Existem também na ZOM testemunhos de atividade vulcânica sin-orogénica.

Podem definir-se, de acordo com os critérios da Carta Geológica de Portugal na escala 1/500000 (1992), três grandes grupos de rochas ígneas de idade varisca no setor português da ZOM. São eles, o Maciço de Beja, o Maciço do Nordeste Alentejano e o Maciço de Évora.

##### 1) Maciço de Beja

Este maciço, que ocupa a posição mais meridional, apresenta todos os tipos de fácies magmáticas - hipabissal, vulcânica e plutónica - que se encontram distribuídas de SW para NE da seguinte forma (Andrade, 1984; Santos, 1990):

- Unidade de Odivelas: Presença de rochas básicas plutónicas e vulcânicas toleíticas a calco-alcalinas
- Unidade Alfundão – Toca da Moura: Sequência vulcano-sedimentar de rochas metapelíticas, que se encontram intercaladas por vulcanitos básicos de quimismo calco-alcalino
- Unidade de Alvito: Composta por intrusões dioríticas calco-alcalinas
- Unidade de Baleizão: Ocorrência de dacitos/riolitos, granófiros e piroclastos, com quimismo do tipo calco-alcalino

## 2) Maciços de Évora e Nordeste Alentejano

Estes maciços serão referidos em conjunto, pois são constituídos pelos mesmos tipos de rochas, embora com um aumento gradual do magmatismo granítico e diminuição das manifestações básicas e intermédias para norte.

Os granitoides estão agrupados em dois conjuntos, a série calco-alcalina e a série peraluminosa anatótica. A primeira, apresenta litologias que variam entre gabro-dioritos e granitos, sendo comuns intrusões zonadas concentricamente, com núcleos básicos, rodeados por rochas mais ácidas. Quanto à segunda, encontra-se em zonas de alto grau de metamorfismo onde ocorre associada a migmatitos (Castro *et al.*, 2002).

### 2.3.2.2 Metamorfismo e deformação

Encontram-se testemunhos de três fases de deformação varisca nas litologias aflorantes na ZOM (Araújo, 1995; Araújo *et al.*, 2013).

A primeira destas fases (D1) está associada à obdução do COBA, evento que terá ocorrido de sul para norte. A D1 fez sentir os seus efeitos predominantemente nos setores meridionais da ZOM, não sendo significativa nas áreas central e setentrional. Deste modo, a fase D2 é, na verdade a fase varisca mais antiga com representação generalizada na ZOM, motivo por que, em muitos trabalhos, é referida como sendo a primeira fase de deformação. A D2 é responsável por dobras com direção N-S e vergência para W. A última fase a atuar na ZOM, D3, originou várias estruturas, cujas orientações são NW-SE com vergência para SW.

No que respeita ao metamorfismo, Quesada & Munhá (1990) referem que se pode caracterizar a ZOM essencialmente como uma alternância de faixas de grau alto e de grau baixo, o que teria resultado da ação de domos térmicos relacionados com o intenso plutonismo varisco. Localmente, encontra-se registado um episódio de metamorfismo de alta pressão associado à fase D1 (Fonseca, 1996).

## 2.4 Maciço de Évora

O Maciço de Évora (ME), inicialmente definido por Carvalhosa (1983), localiza-se nos domínios mais ocidentais da ZOM, entre Évora e Montemor-o-Novo, integrando o setor de Montemor-Ficalho do domínio de Évora-Beja (Oliveira *et al.*, 1991), ocupando uma área de cerca de 1000 km<sup>2</sup>.

O ME encontra-se delimitado pelos contatos com o Maciço de Beja (a SW), a Formação de Ossa (a NE) e a Formação de Moura (a SE), bem como pelo prolongamento meridional da falha de Porto-Tomar, a W (Carvalhosa, 1983).

Do ponto de vista litológico, no ME são encontrados micaxistos, paragnaisses, metacherts, mármore, anfibolitos, ortognaisses félsicos e migmatitos, bem como intrusões de composições variadas (desde gabroicas a leucograníticas), com predomínio de tonalitos e granodioritos. Segundo Pereira *et al.* (2013), estas litologias representam várias bacias sedimentares, com magmatismo associado, que evoluíram na margem norte de Gondwana desde o Ediacarano até ao Carbónico inferior. A deformação, o metamorfismo e o plutonismo ocorreram predominantemente durante o Carbónico inferior.

Segundo Chichorro (2006) o Maciço de Évora pode ser considerado como uma unidade individualizada dentro da ZOM, devido a características como:

- Metamorfismo de grau baixo a intermédio, porém com zonas de ultrametamorfismo
- Predomínio, no que respeita às unidades metassedimentares, de protólitos do Neoproterozoico e do Paleozoico inferior, posteriormente afetados pela orogenia varisca
- Rochas vulcânicas e sedimentares do Paleozoico superior, que assentam de forma discordante sobre as rochas mais antigas, como sucede na bacia de Cabrela
- Rochas ígneas aflorantes de idades e sistemas magmatogénicos diferentes

#### **2.4.1 Divisão do Maciço de Évora**

A divisão do ME em unidades tectónicas baseia-se principalmente em aspetos estruturais e metamórficos. Com base em tais características, Pereira *et al.* (2003; 2007a; 2009) definem três subunidades no ME, de SW para NE (figura 2.6):

- a) Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (ZCMN)
- b) Terreno de Alto grau Metamórfico de Évora (TAME)
- c) Terreno de grau Metamórfico Intermédio de Évora (TMIE)

As referidas subunidades apresentam essencialmente a mesma coluna estratigráfica antevarisca, distinguindo-se pelas diferentes condições de metamorfismo e de deformação a que foram sujeitas (figura 2.7; Pereira *et al.*, 2013).

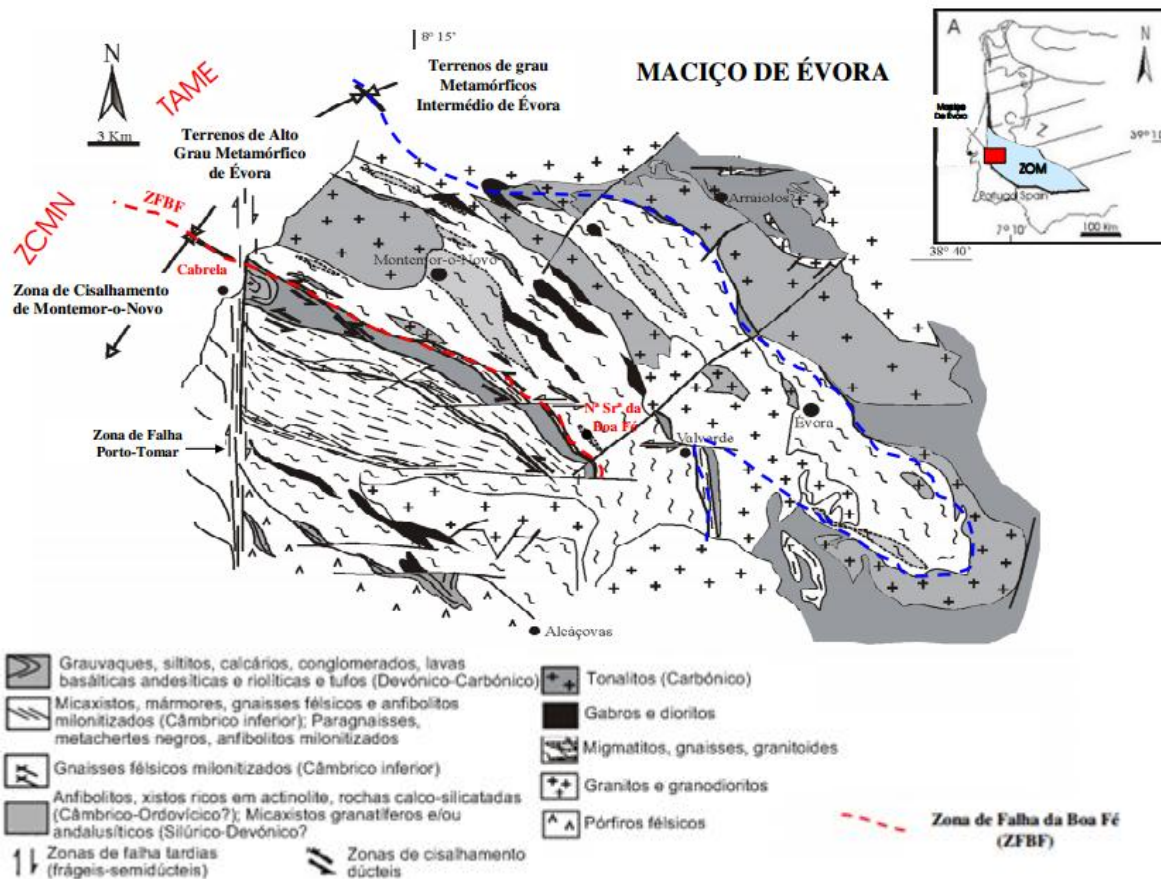


Figura 2.6: Esquema representativo do Maciço de Évora, no qual se podem observar as principais unidades da referida zona. Retirado de Chichorro (2006).

#### a) Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo

A ZCMN, à qual está associada a área de estudo, encontra-se a leste e a sudoeste do TAME, sendo predominantemente constituída por rochas de carácter milonítico, afetadas por cisalhamento dúctil, em maior grau transcorrente e localmente extensional (Pereira *et al.*, 2013). Estas características são comuns a grande parte da sequência estratigráfica do Maciço de Évora (figura 2.7).

De acordo com a sequência estratigráfica definida por Carvalhosa (1983) e Carvalhosa & Zbyszewski (1994), a ZCMN pode ser essencialmente caracterizada pela presença de litologias do Neoproterozoico e do Câmbrio, mas também por testemunhos quer da passagem Câmbrio-Ordovícico quer do Carbónico. Este último período está



representado por sedimentos depositados discordantemente sobre o substrato mais antigo (Carvalhosa, 1977).

Através de cortes geológicos transversais a esta zona e de correlações estratigráficas a nível regional, Pereira *et al.* (2013), reconstituíram uma coluna litoestratigráfica, cuja base corresponderia a sedimentos imaturos (arcoses, grauvaques, pelitos grafitosos, quartzofilitos e cherts negros), da Formação do Escoural (da Série Negra), afetados por metamorfismo varisco na fácies anfibolítica (Chichorro, 2006; Pereira *et al.*, 2007a; 2008; 2009) que os transformaram em micaxistos, paragneisses e metacherts negros. Chichorro *et al.* (2006) e Pereira *et al.* (2006; 2008), através de dados geocronológicos de SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), revelaram que as idades mais representativas de zircões naqueles metassedimentos são do Neoproterozoico, nomeadamente do Criogénico e do Ediacarano, pelo que esses zircões foram interpretados, como provenientes do desmantelamento do arco magmático cadomiano.

No Câmbrio inferior, formou-se o Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado (Chichorro, 2006). Este conjunto apresenta na sua base os chamados leptinitos do Escoural (metavulcanitos com protólitos riodacíticos e riolíticos), associados a anfibolitos e rochas calco-silicatadas. O topo é composto por mármore.

Subindo na coluna estratigráfica, a sucessão litológica passa a ser representada por anfibolitos (com quimismo E-MORB; Pereira *et al.*, 2004; 2007a) associados a sedimentos pelíticos e siliciclásticos, por vezes com laminações calco-silicatadas, que constituem o Complexo Ígneo-Sedimentar do Carvalhal. Não foi possível, até agora, datar este complexo, mas correlações com as formações de Terrugem e de Barrancos, bem como com metagabros da área de Alvito, sugerem uma idade cambrica-ordovícica (Pereira *et al.*, 2013).

Assentando em discordância sobre o complexo anterior, encontra-se a sequência vulcano-sedimentar, de idade carbónica inferior, da Formação de Cabrela (Ribeiro, 1983; Oliveira *et al.*, 1991; Chichorro, 2006; Pereira *et al.*, 2013). A base desta formação corresponde a sedimentos pelíticos, pontualmente com intercalações de um conglomerado poligénico contendo clastos de litologias do Complexo do Carvalhal. No topo, predomina uma alternância de pelitos e grauvaques, datada de Tournaisiano superior a Viseano superior (Pereira & Oliveira, 2003; Pereira *et al.*, 2007b) a que se associam frequentes testemunhos de atividade vulcânica ou subvulcânica (escoadas, diques e soleiras) de composição riodacítica a andesítica (Chichorro, 2006).

Estruturalmente, a ZCMN apresenta uma estrutura em leque, centrada num sinclinal e limitada por zonas de fraqueza crustal, ao longo das quais ocorreu intensa deformação

transcorrente (Chichorro *et al.*, 2003; Pereira *et al.*, 2007a; 2009). No extremo ocidental do núcleo desta estrutura encontra-se a bacia de Cabrela, cujas litologias sofreram dobramento, mas onde o metamorfismo foi muito pouco intenso. Esta bacia, tal como todo o setor oeste do ME, encontra-se cortada por uma falha com direção N-S, correspondente ao prolongamento da falha de Porto-Tomar. O flanco sul do sinclinal presente, testemunha movimentação sinistrógira que gerou uma foliação de direção N310-330°, mergulhando 45-70° para NE e contendo uma lineação com fraca inclinação. Já no flanco norte, correspondente à Zona de Falha da Boa-Fé, a foliação ocorre com direção N320-340° e inclinação 60-80°SW, a que se associa uma lineação sub-horizontal. Estas características geométricas e cinemáticas indicam movimentos transcorrentes esquerdos oblíquos e componente extensional, com topo para NW no primeiro caso e topo para SE no segundo. O dobramento de estruturas planares precoces (foliações miloníticas e/ou bandados composicionais diferenciados metamorficamente) é comum na ZCMN e é resultante da deformação progressiva, que se relaciona com os mesmos movimentos transcorrentes e semelhantes condições metamórficas (Pereira *et al.*, 2013).

Uma das características mais importantes da ZCMN é o facto de nesta zona (à exceção da bacia de Cabrela) ocorrerem rochas muito cisalhadas, em condições de metamorfismo que variam da fácies dos xistos verdes até condições de migmatização (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Chichorro, 2006; Pereira *et al.*, 2013). Observam-se também, ocorrências pontuais de eclogitos, próximo da zona de Safira (Pedro, 1996; Leal, 2001).

#### b) Terreno de Alto Grau Metamórfico de Évora

O TAME corresponde predominantemente a um complexo gnaisso-migmatítico, ao qual se encontram associados vários tipos de granitoides, aflorando entre a ZCMN e o TMIE.

As condições metamórficas ter-se-ão situado na transição entre as fácies anfibolítica e granulítica. A paragénese mineral mais típica nos metassedimentos, segundo Carvalhosa & Zbyszewski (1994), é quartzo + biotite + plagioclase + silimanite + cordierite ± granada. Os metabasitos apresentam associações da fácies anfibolítica, sempre desprovidas de piroxena metamórfica, apontando para que as porções da crosta que os incorporam não tenham sido submetidas a mais altas condições de pressão e temperatura (Pereira *et al.*, 2013).

No TAME, ocorreu migmatização muito significativa, com formação de metatexitos e diatexitos. As unidades lito-estratigráficas que sofreram migmatização parecem ter sido

quer a Série Negra (neoproterozoica), quer os complexos ígneo-sedimentares do Câmbrio-Ordovício (Pereira *et al.*, 2007a).

As litologias granitoides variscas mais importantes são os tonalitos e os granodioritos. As rochas intrusivas têm normalmente assinatura calco-alkalina e parecem relacionar-se com diferenciação a partir de magmas parentais mantélicos e com mistura entre este tipo de líquidos e fundidos crustais (Moita *et al.*, 2005, 2009).

Estruturalmente, as várias litologias, incluindo grande parte dos granitoides variscos, apresentam tipicamente foliação WNW-ESE, com inclinação habitualmente para SW, embora localmente o mergulho possa ocorrer para NE. Contudo, os padrões cartográficos podem ser bastante complexos, o que é interpretado como uma consequência de deformação transcorrente progressiva (Pereira *et al.*, 2013).

#### c) Terreno de grau Metamórfico Intermédio de Évora

Esta unidade do ME abarca a área entre Arraiolos, Nossa Senhora de Machede, Monte Trigo e Valverde, a nordeste do TAME.

O TMIE é essencialmente composto por dois complexos com protólitos ígneo-sedimentares. O mais extenso é o de Arraiolos, cuja idade provável estará entre o Câmbrio médio e o Ordovício, em que se encontram micaxistos, por vezes acompanhados de anfíbolitos (com assinaturas variáveis, mas predominantemente do tipo E-MORB) e metapsamitos (Pereira *et al.*, 2007a, 2009). Com menor expressão, existe ainda o complexo de Valverde, para o qual se aponta uma idade do Câmbrio inferior-médio, com micaxistos, mármore, rochas calcossilicatadas, ortognaisses félsicos e anfíbolitos, onde as características geoquímicas das rochas com protólitos ígneos se assemelham aos de magmas de ambientes de arco, provavelmente refletindo ainda os efeitos da orogenia cadomiana (Pereira *et al.*, 2007a). Afloram ainda granitoides variscos, geralmente não foliados (Pereira *et al.*, 2009).

As rochas dos complexos (meta) ígneo-sedimentares estiveram submetidas a condições da fácies anfíbolítica.

Quanto à foliação tectónica, a sua atitude varia entre uma inclinação forte para NE e uma posição sub-horizontal, o que é interpretado como consequência da ação tardia de processos de instalação de granitoides e de movimentações de falhas (Pereira *et al.*, 2013).

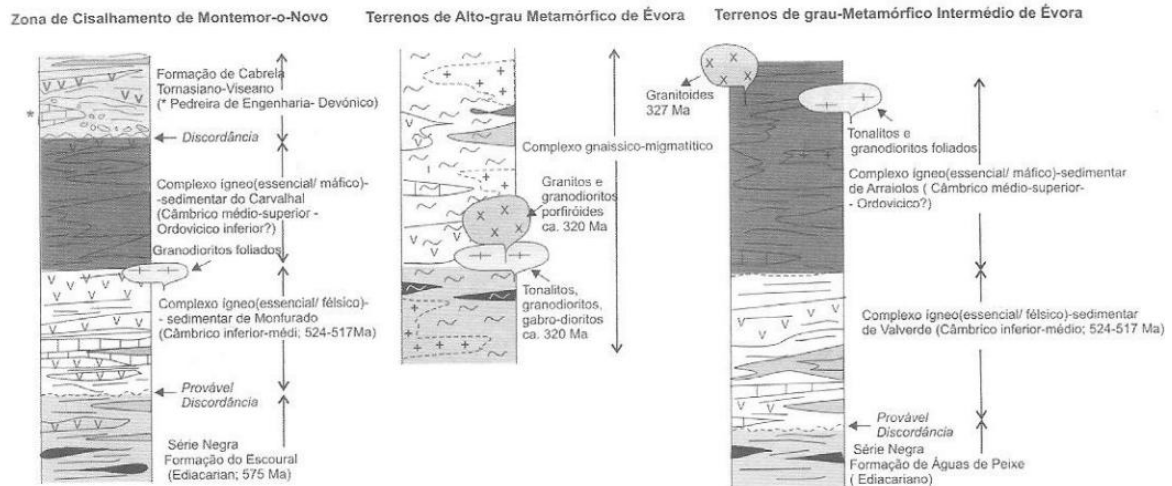


Figura 2.7: Colunas litoestratigráficas para as diferentes unidades do Maciço de Évora. Retirado de Pereira *et al.* (2013).

## 2.5 Enquadramento geológico da área do Escoural (relacionada com a concessão da Boa-Fé)

O setor de Tabuleiros-Azinhaga da ZCMN, o qual comporta a área de Santiago do Escoural, é ocupado essencialmente por formações do Proterozoico que parecem testemunhar o desenvolvimento de uma cintura de alto grau metamórfico, caracterizada pela presença de metapelitos com silimanite e moscovite e/ou de migmatitos (Ribeiro *et al.*, 1993). Toda a sequência se encontra dobrada num sinforma relacionado com a segunda fase de deformação varisca com expressão nesta área, o qual, por sua vez, afeta um anticlinal gerado na fase anterior (Ribeiro *et al.*, 1993; Ribeiro, 1994). Dentro do setor de Tabuleiros-Azinhaga, a área mais importante para este trabalho é a de Chaminé-Casas Novas de onde provêm as amostras estudadas. Segundo Ribeiro *et al.* (1993), esta área é constituída, da base para o topo, por (as amostras estudadas de anfibolitos, micaxistos e de ortogneisse, a seguir referido como leptinito, associam-se às unidades litológicas, que brevemente se descrevem):

- Anfibolitos: As rochas metabásicas localizam-se no núcleo do sinforma da segunda fase varisca testemunhada nesta zona, com uma anisotropia tectónica de direção NW-SE (varia de N20°W a N60°W), subvertical. É ainda descrita a observação pontual de uma lineação que inclina cerca de 10° para SE
- Xistos biotíticos e cloríticos: Os metapelitos passam de xistos biotíticos a cloríticos como resultado de retrogradação. Na proximidade das zonas de fratura, estas

rochas apresentam-se frequentemente silicificadas. A grande expressão espacial dos xistos silicificados é um testemunho da importante circulação de fluidos hidrotermais no sistema de falhas existente. Estes xistos apresentam mineralizações de ouro, arsenopirite, pirite, calcopirite e bismutinite

- Leptinitos lenticulares no seio dos xistos referidos anteriormente
- Migmatitos que apresentam uma foliação paralela às estruturas produzidas na segunda fase de deformação aqui patente, contendo restitos de anfibolitos e xistos

## CAPÍTULO 3

### Enquadramento metalogénico

Metalogenia é o nome dado ao estudo da génese dos jazigos minerais metálicos, com particular atenção à sua relação no tempo e no espaço, com as características da crosta terrestre (Bates & Jackson, 1987; Kearey, 1993).

Por seu lado, minério (*ore*, em inglês) tem sido objeto de várias definições, mas, em geral, elas centram-se em que se trata de um material (mineral ou agregado de minerais) do qual se podem extrair metais numa operação que gera lucro económico (Evans, 1993; Craig *et al.*, 2001). Contudo, vários autores utilizam a expressão “minério” recorrendo a definições mais latas, que podem chegar a abarcar os minerais e rochas industriais ou os recursos energéticos (ver discussões sobre estes assuntos em: Evans, 1993; Robb, 2005).

#### 3.1 Formação de jazigos

Vários critérios têm sido propostos para a classificação dos jazigos minerais metálicos. Nos últimos anos, têm prevalecido as classificações de base genética (Evans, 1993; Robb, 2005; Pohl, 2011). Segundo Evans (1993) os principais processos metalogénicos podem ser sistematizados da forma apresentada na tabela 3.1.

Tabela 3.1: Processos que originam depósitos minerais metálicos. Adaptado de Evans (1993).

Processo	Natureza do processo	Depósitos comuns
	<i>Origem em processos internos</i>	
<b>Cristalização magmática</b>	Precipitação de minerais metálicos como constituintes das rochas ígneas, quer de forma disseminada quer em segregações	Pegmatitos com Li, Be Carbonatitos com elementos das terras raras
<b>Segregação magmática</b>	Separação de minerais metálicos, através da cristalização fracionada, durante a diferenciação magmática	Cromite em intrusões ultrabásicas e básicas
	Imiscibilidade de líquidos. Separação de líquidos essencialmente constituídos por sulfuretos, óxidos ou uma mistura destes, relativamente ao fundido silicatado	Depósitos de Cu, Ni, Pt em intrusões ultrabásicas a básicas

<b>Ação hidrotermal</b>	Deposição a partir de fluidos aquosos quentes, provenientes de várias fontes: magmática, metamórfica ou superficial	Veios mineralizados <i>Stockworks</i> Pórfiros auríferos
<b>Secreção lateral</b>	Difusão dos constituintes da ganga e do minério para veios que se formam em falhas e outras estruturas, a partir das rochas encaixantes	Alguns veios auríferos
<b>Metamorfismo</b>	Depósitos pirometassomáticos, produzidos pela substituição das rochas presentes em auréolas de contato  Concentração de minérios devido à circulação de fluidos durante o metamorfismo regional	<i>Skarns</i> de Cu, Fe, W  Alguns veios auríferos
<i>Origem em processos externos</i>		
<b>Acumulação mecânica</b>	Concentração de minerais resistentes e densos em depósitos de tipo <i>placer</i>	Areias com rútilo e zircão; Ouro aluvial
<b>Precipitação química</b>	Precipitação de certos elementos em ambientes sedimentares. Pode ocorrer com ou sem intervenção de organismos biológicos	BIF (formações ferríferas bandadas) do Precâmbrico, Depósitos de Mn
<b>Processos residuais</b>	Lixiviação de certos elementos, deixando concentrações elevadas dos elementos insolúveis	Lateritos; Bauxitos
<b>Enriquecimento supergénico ou secundário</b>	Lixiviação de elementos economicamente relevantes das partes superiores de jazigos já formados e sua precipitação, em maiores concentrações, em níveis mais profundos	<i>Bonanzas</i> de ouro e prata; Zonas superiores de depósitos de pórfiros cupríferos
<b>Exalativo vulcânico ou sedimentar</b>	Exalações de soluções hidrotermais à superfície. Normalmente ocorre em condições marinhas e produz corpos estratiformes	Depósitos de metais básicos

Como descrito na tabela acima, os jazigos derivados de processos hidrotermais, envolvem a atuação de fluidos como transportadores dos elementos que irão sofrer uma posterior deposição. As origens destes fluidos podem ser variadas.

Os jazigos deste tipo ocorrem habitualmente como veios mineralizados, situação que se regista na região de Montemor-o-Novo, onde se encontram mineralizações auríferas.

### 3.2 Jazigos hidrotermais

Os processos hidrotermais têm um papel fundamental na formação de jazigos. Direta ou indiretamente, muitos dos depósitos formados na crosta terrestre estão relacionados com a atuação de soluções aquosas quentes.

Existem diferentes tipos de fluidos a circular na crosta, que dão origem a uma grande variedade de depósitos hidrotermais. A capacidade dos fluidos hidrotermais para dissolverem os metais das rochas, aspeto em que fatores como o pH e  $fO_2$  serão fundamentais, assume obviamente uma grande importância para a posterior formação de jazigos. A temperatura e a presença de iões/complexos iónicos com função ligante são também determinantes para o transporte de metais. A precipitação dos metais, necessária para a criação do depósito, ocorre através de uma diminuição da solubilidade, que pode ser causada por mudanças na composição – interação rocha fluido ou mistura de fluidos – ou ainda por mudanças nos parâmetros físicos do fluido – pressão e temperatura (Robb, 2005).

Para a formação dos jazigos é ainda muito importante o facto de a sua circulação tender a estar concentrada em certo tipo de locais, em especial zonas de fratura, nomeadamente as de natureza tectónica, em que se incluem as zonas de cisalhamento (Groves *et al.*, 1998).

#### 3.2.1 Origem das soluções hidrotermais

É hoje consensual (e.g.: Evans, 1993; Robb, 2005; Arndt & Ganino, 2010; Pohl, 2011) que a água hidrotermal pode provir de cinco fontes diferentes, a saber (figura 3.1):

- a) Água superficial (ou meteórica)
- b) Água do mar
- c) Água de formação (ou intersticial ou cognata)
- d) Água metamórfica
- e) Água magmática



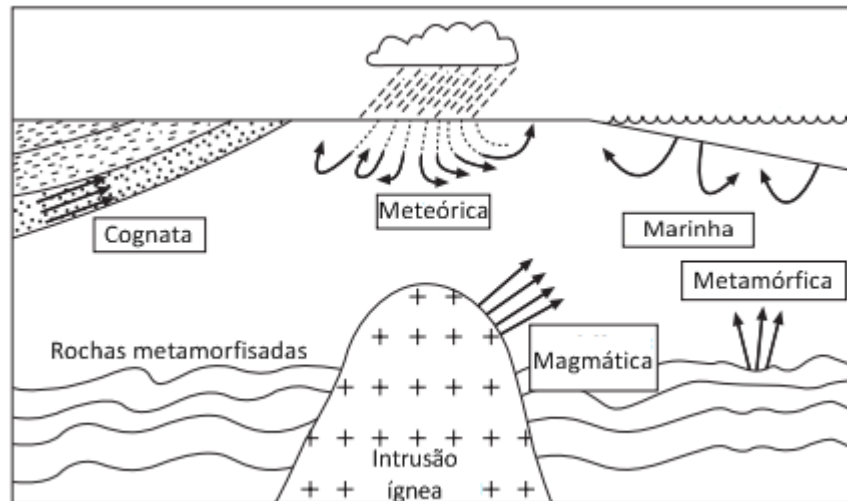


Figura 3.1: Os principais tipos de água que contribuem para as soluções hidrotermais. Adaptado de Robb (2005).

No caso particular da área estudada neste trabalho, os fluidos que mais interessam são os de caráter metamórfico, aqua-carbônicos, que transportam elementos economicamente importantes, como o ouro, durante os eventos tectonometamórficos associados a processos de convergência de placas, o que levou Groves *et al.* (1998) a designar os jazigos auríferos formados nestas situações como depósitos de ouro orogênicos (*orogenic gold deposits*), discutidos mais à frente neste capítulo.

Quanto aos constituintes químicos dissolvidos no meio aquoso, os dados geológicos e experimentais apontam para que a maioria das rochas, nas condições apropriadas, possam ser lixiviadas por fluidos hidrotermais (Evans, 1993), não sendo geralmente necessárias litologias muito específicas pré-concentradoras dos metais. Um exemplo relevante é o do trabalho experimental de Bischoff *et al.* (1981), que demonstra que grauvaques e basaltos, com concentrações banais de metais pesados, fracionam fortemente esses metais para água de origem marinha ou de salmouras naturais, a temperaturas de cerca de 350 °C, originando soluções potencialmente geradoras de jazigos metálicos.

### 3.2.2 Meios de transporte: papel dos agentes complexantes no transporte dos metais (em particular, o ouro)

Como os sulfuretos e outros minerais apresentam baixa solubilidade em água pura, é de crer, que a maioria dos metais seja transportado através de grupos complexantes presentes na solução, os chamados ligandos. Os ligandos mais importantes incorporam

frequentemente o enxofre, sob a forma de  $\text{HS}^-$  ou  $\text{H}_2\text{S}$ , mas também é comum a função de ligando ser desempenhado por  $\text{Cl}^-$  ou  $\text{OH}^-$ , sem descuidar ainda a possível contribuição de alguns complexos de origem orgânica (Barnes, 1979).

Segundo Henley *et al.* (1984), o ouro é transportado num complexo de bissulfureto sob temperaturas até 300 °C, enquanto a temperaturas superiores o  $\text{Cl}^-$  se tornará no ligando mais importante. Seward (1991) refere que apesar do papel do ligando bissulfureto ser menos importante acima dos 300 °C, os complexos de sulfuretos, na globalidade, podem continuar a ser importantes agentes de transporte do Au mesmo a temperaturas superiores, em especial através do muito estável complexo  $\text{AuHS}$ .

Segundo Wood & Samson (1998), os metais e os ligandos presentes em soluções hidrotermais podem ser classificados como “duros”, “de fronteira” ou “brandos”, recorrendo aos conceitos de ácidos e bases de Lewis. Os ácidos “duros” de Lewis envolvem metais fortemente eletropositivos que estabelecem ligações iônicas com elementos fortemente eletronegativos, enquanto nos ácidos “brandos” de Lewis ocorrem ligações covalentes entre metais geralmente de grande raio iônico e ligandos de pequena eletronegatividade (Robb, 2005).

O ouro tem o ião metálico mais “brando” e sofre complexação geralmente com ligandos também “brandos”, como o ião bissulfureto. Assim, o Au, sob a forma de  $\text{Au}^+$ , na maioria das soluções hidrotermais, numa vasta gama de temperaturas, forma complexos como  $\text{AuHS}$  (condições fortemente ácidas) e  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  (condições básicas ou fracamente ácidas). Só em condições simultaneamente muito oxidantes, salinas e ácidas é que o Au participará em complexos cloretados (Robb, 2005).

### **3.2.3 Mecanismos que levam à precipitação dos metais a partir das soluções hidrotermais**

Como é óbvio, para a formação de uma quantidade de minério suficientemente importante para que seja economicamente interessante, é necessário que o elemento metálico contido em solução precipite como constituinte importante de um mineral. Assim, terá de ocorrer uma redução da solubilidade dos complexos metal-ião ligando, de modo a que ocorra deposição na rocha que está a ser atravessada pela solução hidrotermal. Segundo Robb (2005), os fatores que vão interferir na solubilidade daqueles complexos são principalmente: variações de temperatura (rápida diminuição do valor deste parâmetro favorece a deposição de minérios), separação de fases (exemplos: formação, a partir de uma única fase fluida, de uma fase líquida e outra de vapor; imiscibilidade

entre H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, a partir de uma fase com esses dois componentes), mistura de fluidos (sendo comuns as interações de água meteórica com água magmática e água cognata) e reações fluido-rocha (em particular, devido às variações que causam nos valores de pH e Eh da solução hidrotermal). Já no que se refere à pressão, esta variável física, por si só, não interfere significativamente no decréscimo de solubilidade; contudo, ao ser um fator relevante nos processos de separação de fases acaba por ter intervenção nalguns fenómenos de formação de jazigos hidrotermais.

Para além do decréscimo de solubilidade, outros mecanismos que poderão intervir na formação de jazigos hidrotermais são a adsorção na superfície de minerais pré-existentes (a qual poderá ser relevante para a deposição de metais cujas concentrações são inferiores aos níveis de saturação da respetiva solução) e os processos ligados à atividade biológica (de que são exemplos alguns casos de precipitação de óxidos de ferro, óxidos de manganês, sulfuretos e fosfatos, graças à intervenção de organismos como bactérias e cianobactérias).

### **3.2.4 Classificação de jazigos hidrotermais epigenéticos**

Um dos principais modos de classificação de jazigos, é quanto à relação temporal do jazigo com a rocha hospedeira. De forma habitual, fazem-se distinções entre depósitos singenéticos e epigenéticos. Os primeiros formam-se ao mesmo tempo que as rochas hospedeiras. É o caso dos depósitos de origem magmática em que o minério cristaliza a partir do magma, ao mesmo tempo que os restantes minerais. Depósitos formados na superfície terrestre são também singenéticos. Quanto aos segundos, estes são depósitos que se formam mais tarde que as rochas hospedeiras. Um dos principais tipos de depósitos epigenéticos, são aqueles associados a veios mineralizados, tal como o que acontece na zona de estudo (Evans, 1993).

Os jazigos minerais hidrotermais epigenéticos podem ser classificados como hipotermiais, mesotermiais ou epitermais, com base na ordem decrescente de temperatura e profundidade de formação. Foi Lindgren que, nos seus trabalhos entre os anos 1911 e 1930 do século passado, primeiro dividiu os depósitos usando tais designações (Evans, 1993; Inverno, 2002).

Os jazigos filonianos de ouro podem ter os três tipos de génese. No entanto, para este trabalho, interessa destacar o tipo mesotermal, visto que as mineralizações de ouro na área em estudo se enquadram nesta categoria. O termo mesotermal foi definido por

Lindgren (1933) como respeitante a depósitos que se formariam a profundidades entre os 1,2 e 4,5km e onde a temperatura variaria entre os 200 e 300°C (tabela 3.2).

Tabela 3.2: Classificação de jazigos hidrotermais, e algumas características importantes das várias categorias, segundo Lindgren (1933). Tabela adaptada de Evans (1993).

	<b>Epitermal</b>	<b>Mesothermal</b>	<b>Hipothermal</b>
<b>Profundidade de formação</b>	Superfície até 1500 m	1200-4500 m	3000-15000 m
<b>Temperatura de formação</b>	50-200 °C	200-300 °C	300-600 °C
<b>Ocorrência</b>	Em rochas sedimentares ou ígneas com idades pós-precâmblicas	No interior ou próximo de rochas ígneas intrusivas, podendo estar relacionada com a existência de fraturas tectónicas regionais	No interior ou próximo de corpos plutónicos ácidos instalados em níveis crustais profundos, frequentemente de idade precâmblica
<b>Mineralizações</b>	Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb, Cu, Se, Bi, U	Au, Ag, Cu, As, pb, Zn, Ni, Co, W, Mo, U	Au, Sn, Mo, W, Cu, Pb, Zn, As
<b>Alteração nas rochas encaixantes</b>	Quando ocorre: chertificação, caulinização, piritização, cloritização, dolomitização	Cloritização, carbonatização e sericitização intensas	Turmalinização, albitização, sericitização, cloritização

Segundo o referido autor, os depósitos mesotermiais são caracterizados por possuírem uma morfologia muito variável e se encontrarem associados a cloritização, sericitização e carbonatização nas rochas encaixantes. Tendo em conta estes aspetos, veio a verificar-se que depósitos com características semelhantes às da categoria mesothermal de Lindgren (1933) se poderiam ter formado num leque mais vasto de profundidades (até 12 km) e temperaturas (até 700 °C), tendo-se passado a usar a expressão “mesothermal”, com aspas, para abarcar todos esses depósitos (Inverno, 2002). Grande parte dos depósitos de ouro “mesotermiais” correspondem à categoria designada por Groves *et al.* (1998) como de depósitos de ouro orogénicos.

### 3.3 Os depósitos mesotermiais de ouro (ou depósitos de ouro orogénico)

Grande parte dos depósitos auríferos que se encontram na crosta terrestre, estão relacionados com a presença de fluidos hidrotermais de baixa salinidade, com um pH quase neutro e com composições misturadas de H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Este tipo de jazigos encontra-se em zonas que sofreram metamorfismo regional durante processos colisionais entre placas continentais, pelo que são designados como depósitos de ouro orogénico (Groves *et al.*, 1998; Robb, 2005; Inverno, 2011). Estes jazigos caem ainda na categoria

“mesothermal” referida no ponto anterior, visto parecerem, em geral, ter-se formado a temperaturas a rondar os 300 °C e formar veios de quartzo em sistemas de fraturas.

Os jazigos de ouro orogénico encontram-se muito bem representados no Arcaico, mas também são registados, se bem que em menor número, no Proterozoico e Fanerozoico. Todos os jazigos formados nestes tão diferentes tempos geológicos, apresentam características semelhantes, como a associação a fluidos metamórficos e magmáticos que permitiram o transporte e deposição de ouro em zonas de falha e fratura na crosta. Para Colvine (1989) e Groves (1993), estes depósitos foram formados em condições desde as da fácies granulítica até às da fácies dos xistos verdes e em regimes tanto frágeis como dúcteis (figura 3.2).

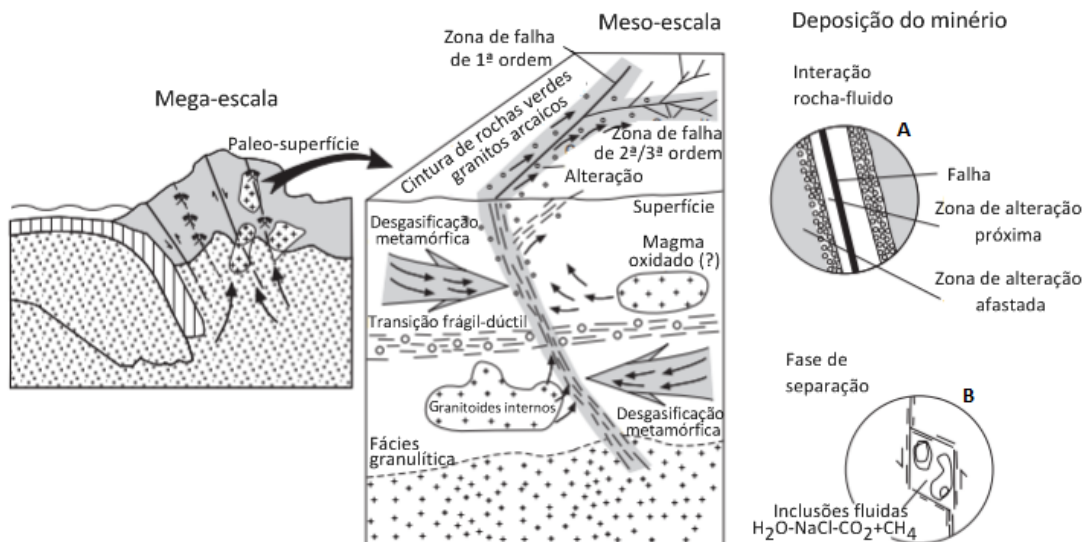


Figura 3.2: Ilustração das características dos depósitos de ouro arcaicos, também aplicável a depósitos do Proterozoico e Fanerozoico (adaptado de Robb, 2005). Mega-escala: depósitos associados à convergência de placas, onde o metamorfismo resulta na produção de fluidos que circulam nas discontinuidades; Meso-escala: zonas de cisalhamento em faixas de rochas verdes com intrusões granitoides - os depósitos individualizados ocorrem em estruturas de 2ª e 3ª ordem. A deposição do minério relaciona-se com a interação rocha-fluido (círculo A) e/ou com a separação da fase  $H_2O-CO_2$  (círculo B).

### 3.3.1 Aspetos gerais

Os depósitos de ouro orogénico apresentam-se (em termos de produção) como o segundo tipo mais importante de jazigos auríferos, sendo apenas superado pelos paleoplacers, os quais são responsáveis por mais de metade da produção mundial. Na categoria do ouro orogénico, há um peso muito significativo dos depósitos arcaicos, pois

a sua exploração é responsável por cerca de 20% da produção total de ouro (Hagemann & Cassidy, 2000).

É possível fazer uma distinção entre vários tipos de jazigos mesotermiais de Au consoante o seu tamanho. Para os de maiores dimensões utilizam-se duas designações (Inverno, 2011): no caso de conterem mais de 250 toneladas de Au, denominam-se jazigos gigantes; se apresentarem entre 250 e 100 toneladas de Au são chamados jazigos de ordem mundial.

A maior parte dos jazigos auríferos orogénicos apresenta teores entre 4 e 21 g/t de Au, predominando os casos em que os teores são de 7-12 g/t, especialmente entre os jazigos gigantes (Inverno, 2011).

Como referido anteriormente, os mais importantes distritos mineiros de jazigos mesotermiais são do Arcaico, em especial do Arcaico superior, com idades que variam entre os 2800 e 2550 Ma. Do Proterozoico inferior existem alguns jazigos de pequena dimensão e um gigante (Homestake, Dakota do Sul, EUA). Quanto ao Proterozoico médio, não são encontrados jazigos auríferos do tipo mesotermal. No Proterozoico superior e no Fanerozoico, os depósitos mesotermiais de ouro são tipicamente de pequena dimensão, não existindo jazigos significativos deste tipo com idades inferiores a 50 Ma (Hutchinson, 1993; Goldfarb *et al.*, 2001, 2005; Groves *et al.*, 2003).

### **3.3.2 Ambientes de formação**

Os jazigos mesotermiais formam-se ao longo de margens convergentes. Tal pode ocorrer tanto durante a instalação de terrenos acrecionados a margens cratónicas antigas, como através de colisões continente-continente (Hodgson, 1993; Groves *et al.*, 1998, 2003). Fatores como a mudança de velocidade das placas ou dos ângulos de convergência das mesmas influenciam de forma positiva a formação de jazigos deste tipo (Goldfarb *et al.*, 2001).

As cinturas de rochas verdes (*greenstone belts*) são as mais típicas unidades hospedeiras dos depósitos orogénicos de Au nos cratões precâmbricos (Hutchinson, 1993; Robb, 2005; Inverno, 2011). Os depósitos fanerozoicos encontram-se tipicamente associados a zonas de cisalhamento, geradas em regime compressivo ou transpressivo, cortando sequências marinhas de composição predominantemente pelítica que sofreram metamorfismo regional, frequentemente em condições da fácies dos xistos verdes (Robb, 2005).

Apesar de os jazigos poderem ocorrer em qualquer posição das unidades referidas anteriormente, fazem-no habitualmente na proximidade de corpos ígneos félsicos, em zonas de falha, com destaque para cisalhamentos de importância regional (Hodgson, 1993; Hutchinson, 1993; Goldfarb *et al.*, 2005).

As rochas hospedeiras deste tipo de jazigos sofreram todas metamorfismo regional, sendo mais comuns as que testemunham condições das fácies dos xistos verdes ou do início da fácies anfibolítica. Contudo, estão registados casos em que as condições metamórficas vão desde a fácies da prenite-pumplite até à granulítica (Inverno, 2011, e referências aí citadas).

### 3.3.3 Caraterísticas do minério

A mineralogia presente nos jazigos de ouro orogénico tem habitualmente claro predomínio de quartzo, abarcando ainda com frequência feldspato alcalino, carbonatos, clorite e sericite. Os minerais metálicos incluem electrum e ouro, bem como, habitualmente, pirite e pirrotite, com presença variável de arsenopirite. Podem ainda estar presentes, embora em menor quantidade, teluretos de Au-Ag, calcopirite, galena, esfalerite, magnetite, realgar, auripigmento, molibdenite, bismutinite, antimonite, cinábrio, loellingite, tetraedrite e scheelite. Os sulfuretos podem constituir cerca de 3 a 5% destes jazigos. É também comum registarem-se turmalina, barite e moscovite nas paragénese minerais (figura 3.4; Berger, 1986; Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Hagemann & Cassidy, 2000; Goldfarb *et al.*, 2005; Vos *et al.*, 2005; Vos & Bierlein, 2006).

A morfologia deste tipo de jazigos é variável. Predominam os veios e filões, embora também se encontrem *stockworks*, depósitos maciços de sulfuretos e corpos paralelos às charneiras de dobras. A possança dos veios e filões pode variar desde menos de 1 mm até vários metros, enquanto as suas extensões vertical e horizontal podem atingir várias centenas de metros ou, até, mais de 1 km (Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Bierlein & Crowe, 2000; Goldfarb *et al.*, 2005).

Associados aos jazigos de ouro orogénico, há vários tipos de alteração, como carbonatização, silicificação (veios de quartzo), sericitização, cloritização e fuchsitização (ocorrência de moscovite com Cr). A carbonatização é a mais comum das alterações, expressando-se sob a forma de siderite ou dolomite ferrífera, em terrenos da fácies dos xistos verdes, ou de calcite, em terrenos da fácies anfibolítica. A zona de alteração pode variar desde somente alguns centímetros até vários quilómetros, para lá dos filões mineralizados (Berger, 1986; Hutchinson, 1993; Hodgson, 1993; Goldfarb *et al.*, 2005).

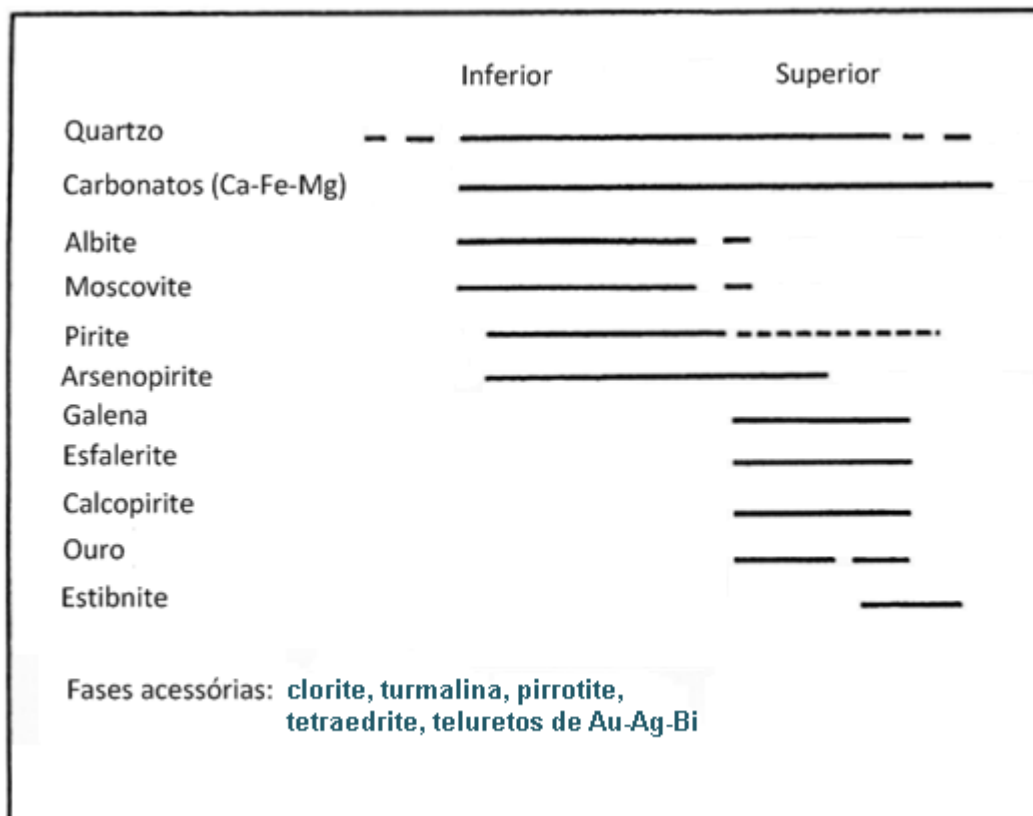


Figura 3.3: Sequência paragenética comum de jazigos auríferos do tipo orogénico durante o Fanerozoico. Adaptado de Bierlein & Crowe (2000).

### 3.3.4 Modelos genéticos

Para explicar a formação de jazigos de ouro orogénico foram apresentadas várias hipóteses. Segundo o trabalho de síntese de Inverno (2011), os modelos genéticos atualmente considerados são os seguintes (ver referências no mencionado trabalho de síntese):

- **Modelo metamórfico:** As rochas das sequências vulcânicas e sedimentares em condições metamórficas da fácies anfibolítica ou da transição da fácies dos xistos verdes para anfibolítica, teriam sofrido, durante uma etapa prógrada, desvolatilização, acompanhada de lixiviação de Au, Si e de outros elementos, os quais seriam subsequentemente depositados em zonas cisalhadas e brechificadas. Formar-se-iam filões e veios, quer concordantes, quer discordantes.



- Modelo magmático: Tanto o ouro como o fluido mineralizado derivariam de granitoides ou sienitos porfiríticos associados aos jazigos auríferos.
- Modelo dos lamprófiros: A instalação de diques de lamprófiros calco-alcalinis facilitaria a circulação de fluidos hidrotermais contendo Au, CO<sub>2</sub> e S (provindos dos lamprófiros) que se misturariam com fluidos gerados durante o metamorfismo regional.
- Modelo da desgasificação do manto e granulitização: Durante o Arcaico tardio, as rochas da crosta inferior sofreriam granulitização e os fluidos hidrotermais carregados com Au e CO<sub>2</sub> proviriam de um reservatório mantélico. A desgasificação de CO<sub>2</sub> do manto funcionaria como a principal causa da carbonatização associada a este tipo de jazigos. Adicionalmente, o facto dos granulitos arcaicos serem pobres em elementos litófilos poderia ser explicado pelo enriquecimento destes elementos nos jazigos de ouro seus contemporâneos.
- Modelo singenético-epigenético: A circulação de água do mar causaria lixiviação de basaltos toleíticos em bacias marinhas, o que resultaria na deposição de exaletos chérticos, piritosos e auríferos (apresentando cerca de 1 g/t de Au) no fundo marinho. Dos posteriores efeitos de diagénese e compactação resultariam veios transgressivos. De forma análoga, a instalação de rochas intrusivas, a deformação e o metamorfismo, durante os processos orogénicos, levariam a que se formassem sistemas hidrotermais com capacidade para lixiviar o Au dos exaletos primitivos, formando filões e veios discordantes ricos em Au.
- Modelo meteórico: Este modelo pressupõe a circulação de águas meteóricas até grandes profundidades crustais, que se tornariam no fluido hidrotermal mineralizador que depositaria o ouro.
- Modelo contínuo da crosta: Trata-se do modelo com maior aceitação atualmente. Descreve a formação de jazigos auríferos desde a fácies da prenite-pumplite, passando pelas fácies dos xistos verdes e anfibolítica até à fácies granulítica. A deposição do minério seria feita em diferentes estruturas consoante o tipo de fácies. Assim, na fácies da prenite-pumplite a deposição ocorreria em veios em fendas de tração e brechas, enquanto nas fácies de temperaturas mais altas

predominariam os veios associados a zonas de cisalhamento, progressivamente mais largas e dúcteis com o aumento do grau metamórfico. A origem do ouro poderia ser, quer crustal (magmática ou metamórfica) quer mantélica.

### **3.4 Depósitos auríferos em Portugal – Caso de Montemor-o-Novo**

Na área de Montemor-o-Novo, Santiago do Escoural, encontram-se três jazigos importantes – Casas Novas, Chaminé e Braços – e treze jazidas de menor relevância (ver figura 1.3). Em 1999, foram definidos recursos totais (46% indicado + 45% inferido + 9% potencial) no valor de 4.45 milhões de toneladas de minério, com um teor médio de Au de 2.81 g/t, o que equivale a 12.5 toneladas de Au. Cerca de 60% deste valor corresponde aos três jazigos referidos (PORTUGLOBAL,1999). A elevada cotação do ouro e os recursos calculados levam a que a empresa detentora dos direitos de prospeção e pesquisa da área – Colt Resources – tencione começar a explorar a céu aberto, em breve, os três jazigos referidos.

Em Portugal encontram-se jazigos auríferos primários de dois tipos (Inverno, 2011): os associados a intrusão e os mesotermiais.

Os jazigos auríferos associados a intrusão encontram-se na ZCI e na ZGTM, a maioria dos quais em endo/exocontactos de granitoides hercínicos que intruíram xistos anteordovícicos e rochas xistentas do Silúrico, em áreas em que também existem jazigos de W e/ou Sn. Nesta categoria, incluem-se os depósitos de Jales e da Serra de Bigorne (inverno, 2011).

Quanto aos depósitos do tipo orogénico que, em Portugal, merecem mais destaque, eles estão presentes na ZOM. São encontrados nas regiões de Portalegre (Alter do Chão e Arronches) e de Montemor-o-Novo (Santiago do Escoural), nos domínios da Faixa Blastomilínítica e de Évora-Aracena, respetivamente (Tornos *et al.*, 2004; Inverno, 2011).

Na área de Montemor-o-Novo e Santiago do Escoural, as ocorrências auríferas situam-se na Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo, numa faixa com direção aproximadamente E-W (Sérgio, 2012). As mineralizações mesotermiais ocorrem na Série Negra (Proterozoico superior), cujas litologias sofreram deformação e metamorfismo regional na fácies anfibolítica. Os depósitos situam-se predominantemente na transição entre metassedimentos (xisto biotítico e metachertes) e metavulcanitos (anfíbólito e xisto anfibólico). Para além destas litologias hospedeiras, é possível encontrar diques tardios de granito e/ou aplito e intrusões de rochas ácidas porfiríticas (Inverno, 1997, 2002).

A alteração relacionada com a mineralização que se observa nas rochas encaixantes engloba a silicificação (mais importante), a cloritização, a sericitização e a carbonatização. A silicificação dá-se na forma de veios e massas de quartzo, por vezes penetrativa, maciça nos próprios xistos. A carbonatização representa-se pela presença de calcite e dolomite ferrífera (apenas no depósito de Braços), que alteram as rochas vulcanoclásticas ácidas.

O minério pode ser encontrado na forma de filões, filonetes e *stockworks* de quartzo com pirite, arsenopirite e pirrotite. Com menor importância podem ser ainda encontrados loellingite, calcopirite, electrum, turmalina, barite e ouro nativo. Este último constitui grãos que, em geral, não ultrapassam 50 micrómetros, mas, que por vezes, é visível à vista desarmada (Inverno, 1997; 2002).

Segundo Ribeiro (1994), o ouro depositou-se numa fase tardia do evento mineralizante, ocorrendo frequentemente em microfissuras relacionadas com a primeira de duas gerações de arsenopirite. Nas microfissuras pode ser também encontrada maldonite ( $\text{Au}_2\text{Bi}$ ), o que permitiu ao autor referido concluir que as temperaturas de deposição seriam elevadas.

## CAPÍTULO 4

### Petrografia

#### 4.1 Introdução

A análise petrográfica foi realizada usando lâminas polidas, obtidas predominantemente a partir de amostras de testemunhos de sondagem, pertencentes à empresa Colt Resources. Essas sondagens foram efetuadas em Casas Novas e Chaminé. Só a amostra de ortognaisse foi colhida num afloramento, na zona de Ligeiro, também por pessoal da Colt Resources (ver figura 1.3 para localização espacial do local de recolha/origem das amostras).

O estudo da petrografia incidiu sobre rochas metassedimentares, meta-ígneas e granitoides, tendo sido realizado com recurso a microscopia ótica de transmissão e de reflexão.

As amostras estudadas foram divididas em quatro grupos: um de rochas metassedimentares da Série Negra; um de anfibolitos também pertencentes à Série Negra; um ortognaisse do Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado; e, ainda, um grupo de amostras de granitos variscos (tabela 4.1).

Os símbolos usados nas fotografias ao longo deste capítulo estão de acordo com as referenciadas por Whitney & Evans (2010).

Tabela 4.1: Divisão das amostras estudadas pelos vários grupos.

<b>Metassedimentos da Fm. Escoural</b>	<b>Metabasitos da Fm. Escoural</b>	<b>Ortognaisse do Complexo de Monfurado</b>	<b>Granitoides variscos</b>
CR-200538	CR-200593	OG	CR-200605
CR-200547	CR-201551		CR-200618
CR-201472			CR-201483
CR-201512			CR-201514
CR-201543			CR-201590
CR-201611			CR-201645
CR-201660			

#### 4.2 Aspetos gerais da geologia das unidades estudadas

Segundo Pereira *et al.* (2013), a sequência estratigráfica da área de Santiago do Escoural começa, na base, com a Série Negra (Proterozoico superior), aqui representada

pela Formação do Escoural (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994), a que se sucede o denominado Complexo Ígneo (essencialmente félsico) e Sedimentar de Monfurado, do Câmbrio inferior-médio.

A Formação do Escoural foi considerada, por Carvalhosa & Zbyszewski (1994), como representando uma série greso-pelítica, flyschóide, com intercalações vulcânicas. Tendo sido afetada por intenso metamorfismo que atingiu condições da fácies anfibolítica, aqueles autores identificaram, como litologias comuns, micaxistos, paragnaisses, metaliditos, anfibolitos e leptinitos. Desta unidade, foram estudadas, (neste trabalho) sete amostras de metassedimentos e duas de anfibolitos.

O Câmbrio assenta sobre a unidade anterior através de uma provável discordância (Pereira *et al.*, 2013). A parte inferior-média do Câmbrio está representada pelo Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado, o qual compreende uma sucessão vulcano-sedimentar metamorfizada, representada por ortognaisses (de que se estudou uma amostra), anfibolitos, rochas calcossilicatadas e mármore.

Na região de Santiago do Escoural, verifica-se ainda a existência de várias intrusões graníticas variscas. Visto que os granitos aí presentes (dos quais se estudaram, neste trabalho, seis amostras) não testemunham deformação tectónica significativa, será normal pensar-se que poderão ser de instalação tardia durante o ciclo varisco, embora não se deva esquecer que a deformação se manifesta de maneira diferente, e com cronologia variável, de um setor para outro numa cadeia orogénica. Deste modo, a indicação dos granitos da zona estudada como tardios deve ser entendida como referindo-se à deformação mais importante testemunhada nesta área. No Maciço de Évora, o plutonismo é predominantemente calco-alcalino (Moita *et al.*, 2009), embora sejam descritos vários testemunhos de processos de fusão de metassedimentos (e.g.: Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Moita *et al.*, 2009), responsáveis pela génese de magmas peraluminosos.

#### **4.3 Metassedimentos da Formação do Escoural**

As amostras de metassedimentos estudadas provêm de sondagens efetuadas em Chaminé e Casas Novas (tabela 4.2) e podem ser classificadas como micaxistos, embora, nalguns casos (CR-200547, CR-201512 e CR-201660), os aumentos da abundância de quartzo e feldspato, da granularidade e da espessura das faixas granoblásticas alternantes com as lepidoblásticas já se aproxime das características de paragnaisses (fotografia 4.1). As amostras em que isto se passa testemunham que os

sedimentos de que derivam deveriam ter uma componente psamítica muito significativa misturada com componente pelítica, enquanto as que revelam mais características típicas de micaxistos (CR-200538, CR-201472, CR-201543 e CR-201611) teriam uma componente pelítica mais forte (fotografia 4.2).

Tabela 4.2: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais e profundidades de proveniência

<b>Referência da amostra</b>	<b>Local da sondagem</b>	<b>Sondagem</b>	<b>Profundidade da amostra (m)</b>
CR-200538	Chaminé	BFCH-11-007	6.50
CR-200547	Chaminé	BFCH-11-007	12.65
CR-201472	Chaminé	BFCH-12-009	17.50
CR-201512	Chaminé	BFCH-12-009	53.61
CR-201543	Chaminé	BFCH-12-009	85.37
CR-201611	Casas Novas	BFCN-12-001	60.70
CR-201660	Casas Novas	BFCN-12-001	109.95

De modo geral, pode-se referir que a associação mineralógica observada nas amostras é a seguinte: quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos ± turmalina ± silimanite ± zircão ± cordierite. Em contrapartida, nem granada nem andaluzite, que foram descritas por Carvalhosa & Zbyszewski (1994) em alguns metassedimentos da Formação do Escoural, foram detetadas nas lâminas agora estudadas.

Em termos texturais, as amostras observadas podem ser classificadas como granolepidoblásticas, devido à presença de faixas essencialmente granoblásticas de quartzo e plagioclase, cujos grãos variam normalmente entre 0,2 e 0,5 mm, coexistindo com faixas em que predominam biotite e moscovite dispostas segundo uma orientação preferencial. No entanto, duas das amostras (CR-201512 e CR-201611) são classificadas como porfiro-granolepidoblásticas, pois, para além das características comuns às restantes amostras, apresentam porfiroblastos de minerais opacos, nomeadamente arsenopirite e loellingite, que chegam a atingir cerca de 3 mm.

O quartzo ocorre em grãos xenoblásticos, frequentemente com características indiciadoras de ter sofrido recristalização (grãos pouco deformados e, por vezes, constituindo agregados poligonizados). É também comum haver zonas em que os grãos de quartzo estão mais desenvolvidos e incorporam grande proporção de inclusões fluidas, sugerindo que parte do quartzo cristalizou a partir da circulação de fluidos hidrotermais.

A plagioclase encontra-se quase constantemente sericitizada e por vezes moscovitizada, o que torna difícil a identificação do tipo específico do feldspato calcosódico (fotografia 4.3). Os seus grãos têm formas principalmente xenoblásticas.

A biotite e a moscovite apresentam-se normalmente como grãos subidioblásticos cuja disposição marca a anisotropia tectónica mais penetrativa. A biotite encontra-se por vezes alterada em clorite e esfena granulosa. Localmente, é possível observar a existência de *kink-folds* na moscovite, indicadoras de uma deformação tardia a baixa temperatura.

A silimanite e a cordierite têm ocorrência esporádica, surgindo no interior de faixas micáceas. A silimanite constitui agregados fibrosos dispostos ao longo dos limites de grãos de moscovite e biotite, como acontece nas amostras CR-201611 e CR-201543. A cordierite encontra-se fortemente pinitizada, estando geralmente pseudomorfizada por uma mistura de clorite e óxidos e hidróxidos férricos, na amostra CR-201472 (fotografias 4.4 e 4.5).

A turmalina observada apresenta tons castanhos a alaranjados, por vezes com zonamento nos seus grãos, que têm forma essencialmente idioblástica. Encontra-se em inclusões no quartzo. O zircão encontra-se em inclusões na biotite, em pequenos grãos mais ou menos idioblásticos, onde se observam halos pleocroicos.

Os minerais opacos ocorrem geralmente disseminados nas amostras de metassedimentos em grãos de tamanhos variáveis. Esses minerais foram identificados através da microscopia de reflexão. O conjunto de minerais opacos encontrados inclui arsenopirite, loellingite, pirite, blenda, calcopirite, pirrotite, magnetite, ilmenite e grafite. Estes três últimos minerais deverão estar relacionados com a evolução prógrada dos metassedimentos, enquanto os restantes corresponderão a fenómenos hidrotermais ocorridos nas últimas etapas do metamorfismo. As formas assumidas por estes minerais são essencialmente idioblásticas e subidioblásticas. Além das ocorrências em cristais relativamente bem individualizados, observam-se, em duas lâminas (CR-200547 e CR-201543), pequenos veios mineralizados, essencialmente de pirite. Algumas vezes, os grãos de opacos de menor dimensão encontram-se totalmente envolvidos por grãos de maior dimensão (caso sucede com calcopirite no seio de arsenopirite; fotografia 4.6).

A loellingite parece corresponder a uma etapa anterior à que levou à formação de arsenopirite, visto encontrar-se tipicamente sob a forma de grãos muito irregulares totalmente envoltos pelo sulfoarseneto (fotografia 4.7). Esta relação é típica (e.g.: Craig & Vaughan, 1981; Ineson, 1989), podendo ser interpretada como testemunhando uma deposição relativamente precoce, durante os episódios de hidrotermalismo, do arseneto,

a que se sucederiam, com o decréscimo de temperatura, as de arsenopirite e dos sulfuretos.

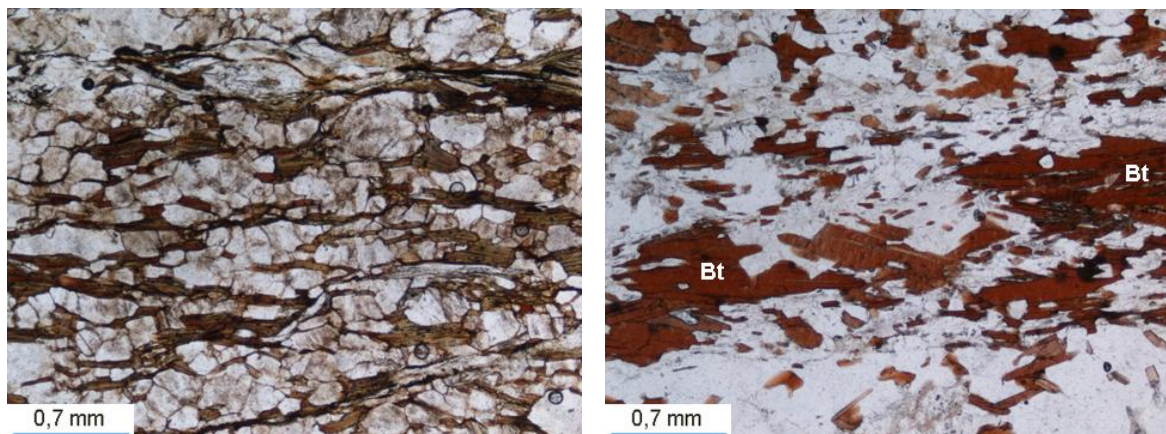
Os processos hidrotermais também estão testemunhados pelas características observáveis em luz transmitida, registando-se exemplos comuns de silicificação, cloritização e sericitização, já referidas acima. Mais pontualmente, documenta-se a pinitização da cordierite. Também se registam algumas observações de esfena tardia.

Podem ser observados vestígios de duas fases de deformação, sendo a xistosidade de crenulação a mais marcante. A existência de duas fortes fases de deformação é testemunhada pela ocorrência de alguns arcos poligonais, definidos principalmente por moscovite. A segunda fase de deformação dúctil terá sido de tal maneira intensa que terá apagado, em grande parte, os indícios da primeira (fotografias 4.8 e 4.9).

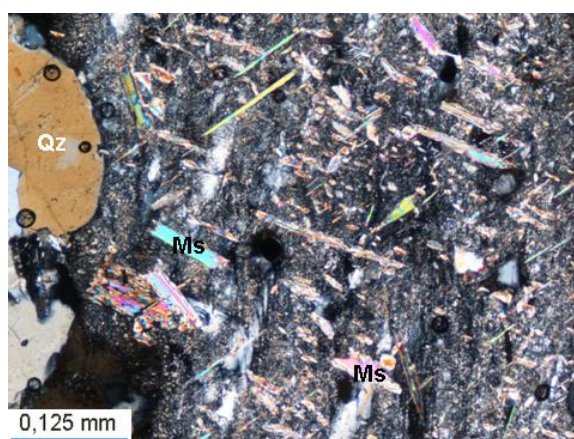
As duas fases de deformação dúctil agora referidas deverão corresponder às fases variscas D1 e D2 do autóctone da ZOM, tal como sintetizadas por Ribeiro *et al.* (2010), as quais, segundo os mesmos autores, terão decorrido principalmente no Devónico superior-Carbónico inferior. A deformação tardia, testemunhada, por exemplo, pelas *kink-folds* na moscovite, deverá relacionar-se com a D3 (de provável idade pensilvaniana), a qual teve lugar em condições de baixo grau metamórfico (Ribeiro *et al.* 2010).

O pico metamórfico ocorreu na fácies anfibolítica sob condições de elevado gradiente geotérmico, como testemunhado pela ocorrência, nalgumas amostras, de silimanite e cordierite. A existência de significativas componentes psamíticas nos protólitos e os efeitos de intensos processos de retrogradação levaram a que só em algumas amostras estudadas se observassem paragénese claramente diagnósticas do pico metamórfico.

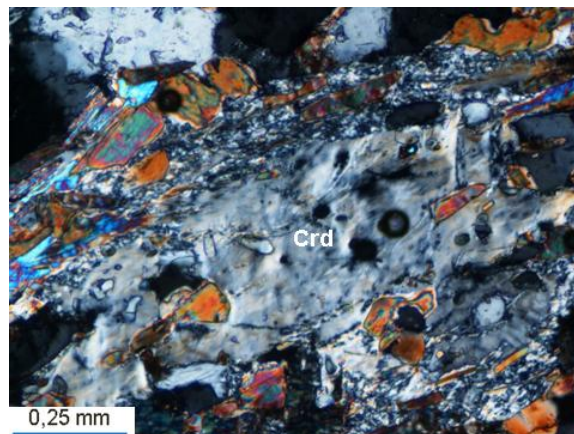
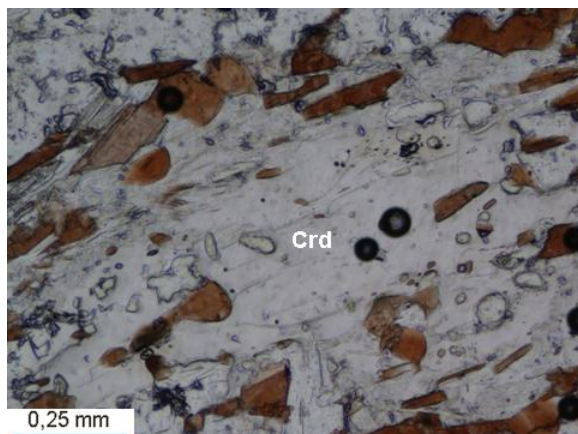




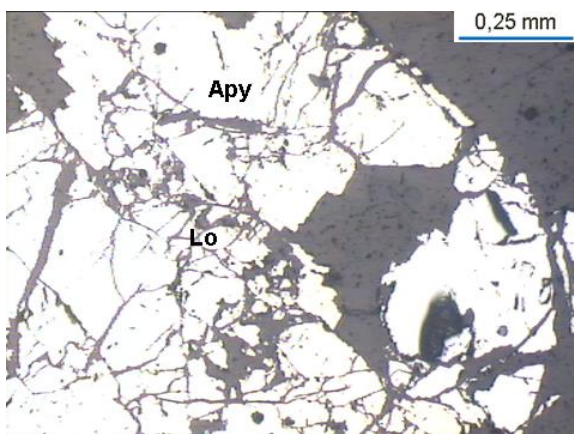
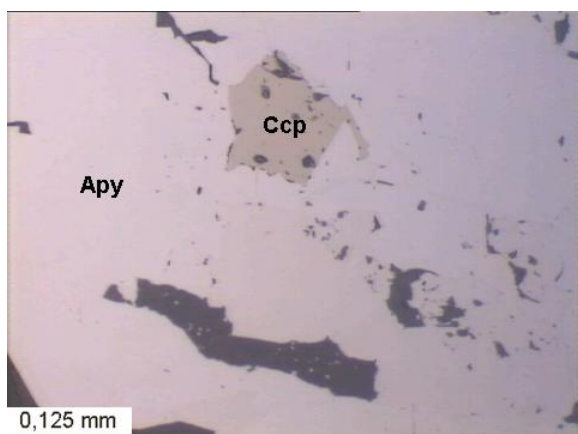
Fotografias 4.1 e 4.2: Aspectos gerais dos metassedimentos com tendência mais psamítica (micaxisto/paragneisse, à esquerda) e dos metassedimentos com tendência mais pelítica (micaxisto, à direita). Bt – Biotite. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois paralelos.



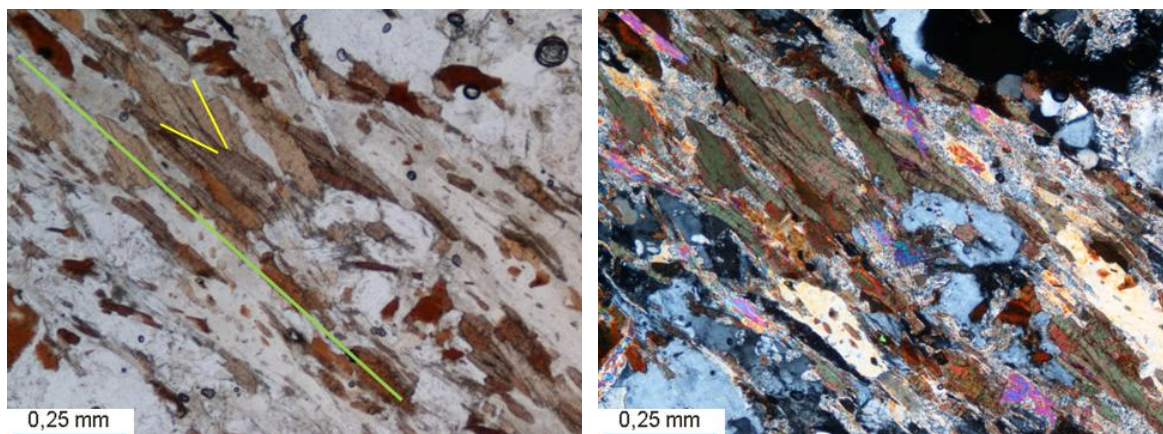
Fotografia 4.3: Cristal de plagioclase muito sericitizado e moscovitizado, em micaxisto (Ms – moscovite; Qz – quartzo). Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados.



Fotografias 4.4 e 4.5: Provável pseudomorfose seguindo cordierite (Crd), em amostra de micaxisto. O mineral de alteração mais importante na pseudomorfose é a clorite. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.



Fotografias 4.6 e 4.7: Exemplos de opacos em micaxistos. À esquerda: grão de calcopirite (Ccp) no seio de arsenopirite (Apy). À direita: grãos de arsenopirite (Apy) e loellingite (Lo); a loellingite ocorre muito fraturada, como é comum. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.



Fotografias 4.8 e 4.9: Disposição dos grãos de filossilicatos em duas direções ligeiramente diferentes, sugerindo que a anisotropia mais evidente seja uma xistosidade de crenulação. Traço a verde: anisotropia mais penetrativa. Traços a amarelo: orientações de muitos grãos individuais de mica. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.



#### 4.4. Rochas metabásicas da Formação do Escoural

As amostras de metabasitos estudadas, CR-200593 e CR-201551 (tabela 4.3), foram classificadas como anfibolitos. A paragênese de pico metamórfico é plagioclase + hornblenda + quartzo + opacos  $\pm$  biotite. Estão presentes outras fases minerais, algumas até em abundância, mas que representam, normalmente, processos de intensa transformação retrógrada. A biotite só foi observada em CR-200593, o que permitiria colocar a hipótese de o tipo de protólito ser diferente do da outra amostra. Enquanto CR-201551 derivaria de uma rocha “puramente” ígnea (por exemplo um basalto), CR-200593 poderia ter origem numa rocha “mista”, como um depósito piroclástico com incorporação de algum material detrítico. A referida distinção mineralógica é acompanhada por diferenças consistentes nos teores de  $K_2O$  e Rb, mas nem a geoquímica de elementos imóveis nem a assinatura isotópica de Nd permitiram verificar diferenças suficientemente esclarecedoras que corroborassem inequivocamente aquela hipótese.

Tabela 4.3: Referências das amostras de metabasitos e respectivos locais e profundidades de proveniência

Referência da amostra	Local da sondagem	Sondagem	Profundidade da amostra (m)
CR-200593	Chaminé	BFCH-11-007	56.46
CR-201551	Casas Novas	BFCN-12-001	3.93

A hornblenda é verde, por vezes de tom pálido, com pleocroísmo geralmente moderado, E apresenta as cores de polarização de 2ª ordem. Os grãos das anfíbolas observadas são geralmente subidioblásticos a idioblásticos e têm dimensões variáveis que podem chegar a 1 mm. Os valores máximos dos ângulos  $c^n'_g$  medidos foram de 22°, indicando, em conjugação com a cor e o pleocroísmo, que a anfíbola dominante é uma hornblenda actinolítica.

A plagioclase encontra-se fortemente sericitizada, o que impossibilitou a identificação da variedade presente. Ocorre como grãos xenoblásticos a subidioblásticos.

O quartzo presente constitui grãos xenoblásticos. Tal como nos metassedimentos, parece frequentemente estar recristalizado, havendo domínios em que os grãos estão pouco deformados. Também testemunha fenómenos hidrotermais, com a existência de setores em que as inclusões fluidas são abundantes.

A biotite, que, como referido, está restrita à amostra CR-200593, constitui domínios lepidoblásticos praticamente monominerálicos em que os grãos assumem a forma

subidioblástica típica. Por vezes, a biotite está alterada em clorite e agregados granulosos de esfena. O zircão ocorre enquanto inclusões, as quais geram halos pleocroicos.

A mica branca, para além de ocorrer como sericite, também está presente, em pequenas proporções, como alguns grãos de moscovite subidioblástica.

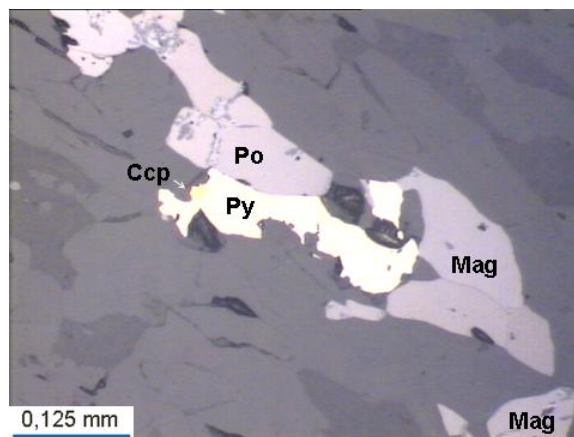
Os minerais opacos que se observam nos anfibolitos são pirite, calcopirite, pirrotite, arsenopirite, magnetite e ilmenite (fotografia 4.10). A pirite ocorre tanto dispersa na rocha como em veios. As formas dos minerais opacos variam entre idioblásticas e subidioblásticas. Tal como nos metassedimentos, as fases opacas são relativamente abundantes, estando os sulfuretos associados à introdução tardia de fluidos hidrotermais.

Estas amostras apresentam texturas granonematoblástica (CR-201551) e granonematolepidoblástica (CR-200593). O aspeto granonematoblástico é dado pela associação anfíbola-plagioclase-quartzo, em que os grãos prismáticos de anfíbola se dispõem segundo uma orientação preferencial. Como referido acima, a esta característica adiciona-se, em CR-200593, a existência de domínios lepidoblásticos de biotite (fotografia 4.11). Os minerais opacos frequentemente definem alinhamentos orientados segundo a anisotropia dominante (fotografia 4.12).

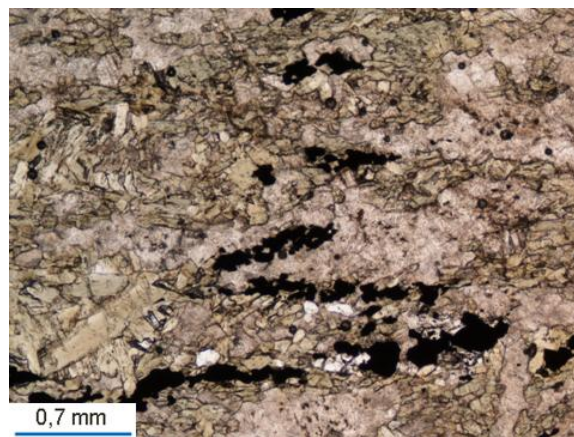
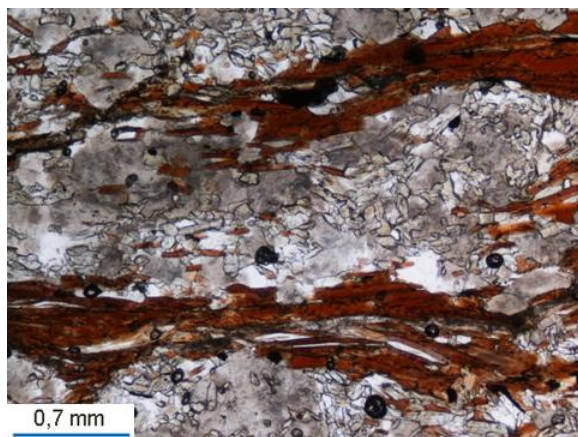
Microestruturalmente, a anisotropia dominante parece ser de uma segunda fase de deformação dúctil (xistosidade de crenulação). Tal como nos metassedimentos, encontram-se testemunhos de charneiras de microdobras, mas aqui preservadas como arcos poligonais de anfíbola (fotografias 4.13 e 4.14).

Para além dos aspetos de alteração já referidos, há outros minerais que estão a testemunhar processos de retrogradação, tais como esfena de aspeto granuloso. Na amostra CR-201551, foram ainda observados veios de calcite e prenite no preenchimento de fraturas.

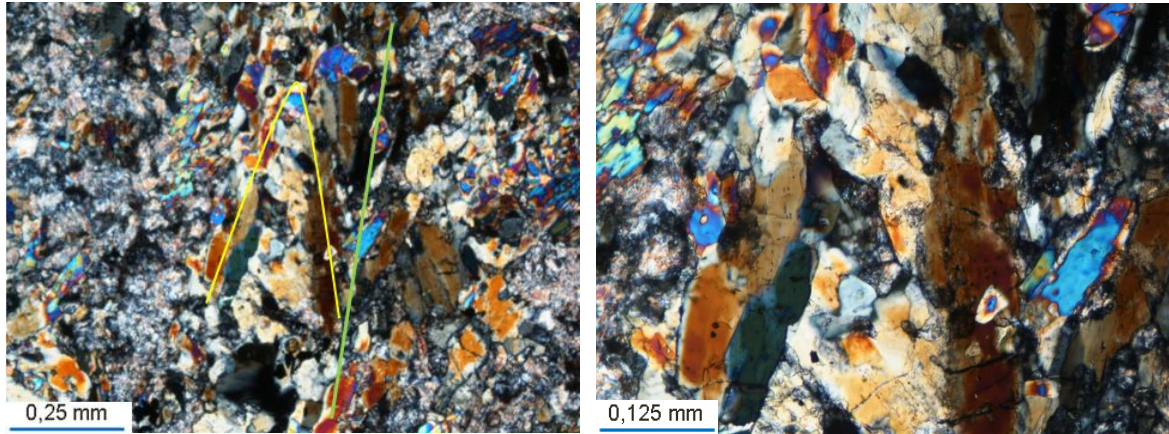
De acordo com a paragénese identificada acima, o pico metamórfico foi atingido na fácies anfibolítica, a que se seguiu intensa retrogradação envolvendo episódios hidrotermais, o que é consistente com as observações feitas nos metassedimentos associados.



Fotografia 4.10: Exemplo de opacos em anfibolitos. Grãos de pirite (Py), pirrotite (Po), magnetite (Mag) e calcopirite (Ccp), dispendo-se paralelamente à anisotropia dominante na lâmina. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.



Fotografias 4.11 e 4.12: Aspetos gerais da textura granonematolepidoblástica, com intercalação de domínios lepidoblásticos, com abundância de biotite, e domínios granonematobásticos (à esquerda) e da textura granonematoblástica (à direita), em anfibolitos. Na imagem da direita é possível observar a tendência para o alinhamento de minerais opacos. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois paralelos.



Fotografias 4.13 e 4.14: À esquerda: arcos poligonais definidos por alguns minerais (quartzo e anfíbola), testemunhando que houve duas fases de deformação importantes com recristalização nas charneiras das microdobras (traço amarelo). A anisotropia mais importante (traço verde) será, portanto, uma xistosidade de crenulação. À direita: pormenor da fotografia anterior. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicóis cruzados.

#### 4.5 Ortognaisse do Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado

Na lâmina de ortognaisse observada (OG), a associação mineralógica pode, de forma geral, ser definida por: quartzo + microclina + plagioclase + moscovite ± opacos ± biotite ± turmalina ± silimanite (fotografias 4.15 e 4.16). Ocorrem ainda pequenas quantidades de zircão e apatite. A sericite é o mineral de alteração mais comum.

Observam-se dois tipos de quartzo: um deles está presente em pequenos grãos (até 0.5 mm) xenoblásticos de contornos muito irregulares, com extinção ondulante, intimamente associados aos restantes constituintes da paragénese; o outro tipo dispõe-se ao longo de bandas praticamente monominerálicas, em que o quartzo surge em grãos maiores (até 1 mm), de formas também xenoblásticas, mas agora com mais limites retilíneos, ou até, nalguns casos, subidioblásticas, e contendo inclusões fluidas. Este segundo tipo parece, pois, ter origem hidrotermal e indiciar a ocorrência de alguma silicificação, com os grãos a encontrarem-se pouco deformados.

O feldspato alcalino presente nesta amostra é microclina, como foi possível verificar pelo aspeto axadrezado da combinação de duas famílias de maclas. Apresenta forma comum xenoblástica e observam-se efeitos de alteração ligeira a moderada.

A alteração é mais forte na plagioclase, o que impediu a identificação da variedade de feldspato calco-sódico existente na lâmina estudada. A plagioclase ocorre enquanto grãos subidioblásticos a xenoblásticos.

Na microclina e na plagioclase ocorrem três tipos de alteração. São elas a caulínização (formação de uma poalha muito fina), a sericitização e, mais esporadicamente, moscovitização.

Os filossilicatos presentes nesta amostra são a moscovite e a biotite, constituindo ambas cristais subidioblásticos a xenoblásticos. A moscovite predomina claramente sobre a biotite, sendo a mica ferromagnésiana observada apenas pontualmente. Além disso, a biotite está extremamente alterada em clorite, óxidos e hidróxidos férricos e esfena granulosa. Parte da moscovite é de formação tardia, como testemunhado pela alteração em feldspatos e pela ocorrência de cristais de mica branca não orientados.

Os minerais opacos estão em proporção bastante reduzida e constituem grãos de pequenas dimensões (< 0.1 mm). No entanto, foram identificados pirite, calcopirite, magnetite e ilmenite, com formas subidioblásticas a idioblásticas. A pirite pode ainda ocorrer no preenchimento de pequenos veios.

Dos restantes minerais acessórios, o zircão, a apatite e a turmalina encontram-se com formas principalmente idioblásticas e constituem geralmente inclusões em quartzo e/ou

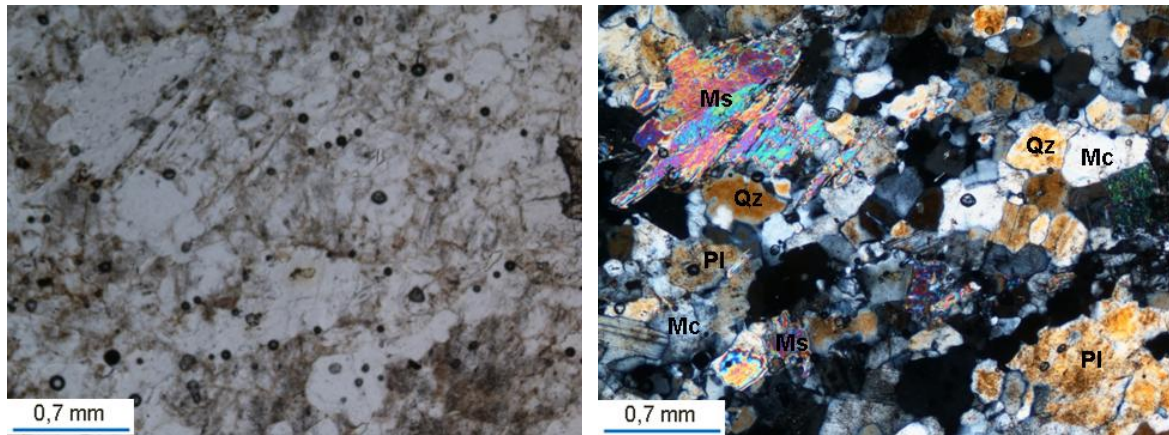


em feldspatos. A silimanite encontra-se enquanto inclusões, sob a forma de pequenas agulhas, geralmente na moscovite (fotografia 4.17), mas também pode ocorrer, embora com menor frequência, em quartzo, microclina e plagioclase.

Esta amostra apresenta uma anisotropia marcada pela alternância de bandas (com 1 a 2 mm de espessura) quase exclusivamente quartzo-feldspáticas com outras em que a moscovite é muito abundante (fotografias 4.18 e 4.19).

As bandas quartzo-feldspáticas têm textura granoblástica heterogranular, com as dimensões dos grãos a variarem entre 0,2 e 1 mm. Uma parte significativa dos blastos que compõem estas faixas mais grosseiras, têm tendência a estar alongados segundo a anisotropia. Algumas bandas são extremamente ricas de quartzo, com alguns grãos a denotarem origem hidrotermal (abundância de inclusões fluidas), testemunhando ocorrência de silicificação.

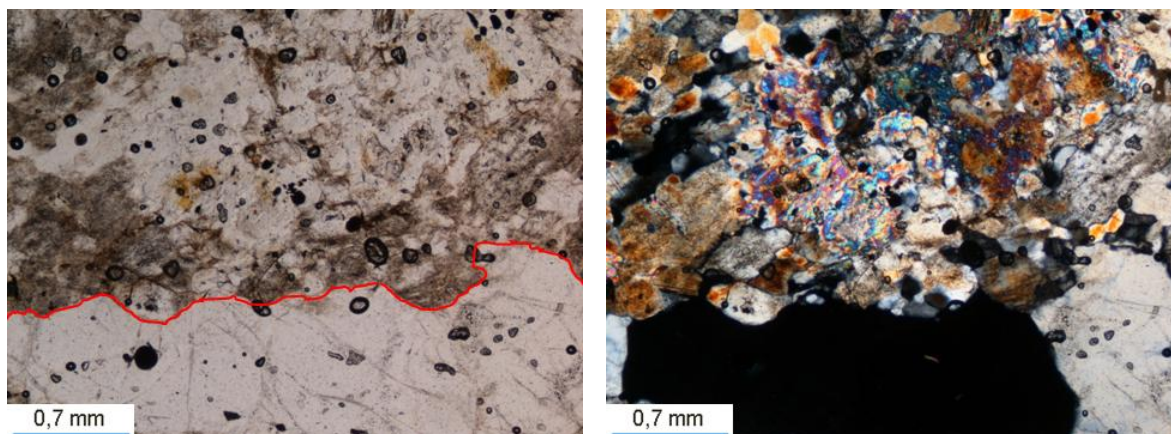
Nas bandas em que a moscovite se junta, em proporção significativa, ao quartzo, à microclina e à plagioclase, a anisotropia tectónica encontra-se mais marcada e a textura nestas faixas já pode ser considerada como granolepidoblástica, com a moscovite a ser o mineral com uma disposição preferencial mais nítida. Estas bandas ricas de moscovite apresentam, em geral, granularidade mais fina (blastos habitualmente com menos de 0,5 mm) do que as restantes. Pontualmente observam-se porfiroblastos de plagioclase, que chegam a atingir os 1,5 mm, ao passo que os grãos da matriz imediatamente envolvente não ultrapassam os 0,5 mm. Se por um lado, estes grãos de plagioclase de maiores dimensões se encontram contornados pela anisotropia da matriz, por outro não parecem internamente deformados, apresentando as suas maclas direitas, sugerindo que eles se tenham desenvolvido durante o próprio episódio de formação da anisotropia mais penetrativa.



Fotografias 4.15 e 4.16: Aspeto geral de um setor do ortogneisse em que há proporções significativas dos quatro minerais mais importantes (Qz – quartzo; Mc – microclina, Pl – plagioclase, Ms – moscovite). Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.



Fotografia 4.17: Cristal de moscovite com inclusões de aciculares de silimanite (Sil) , na lâmina de ortogneisse. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados.



Fotografias 4.18 e 4.19: Contacto entre duas bandas no ortognaisse, separadas pela linha vermelha: abaixo da linha, banda formada essencialmente por quartzo de dimensões relativamente grandes; acima da linha, banda de granularidade mais fina, essencialmente formada por quartzo, microclina, plagioclase e moscovite. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos; à direita, em nicois cruzados.

#### 4.6 Granitoides tardi-variscos

Mineralogicamente, as amostras estudadas de rochas intrusivas graníticas (tabela 4.4) são essencialmente constituídas por quartzo, feldspato alcalino (nomeadamente microclina), plagioclase e moscovite (fotografia 4.20). Como acessórios ocorrem biotite, zircão, apatite, e opacos (mais comuns), bem como turmalina e silimanite. Sericite, clorite, esfena e calcite são os minerais de alteração presentes.

Tabela 4.4: Referências das amostras de granitoides tardi-variscos e respetivos locais e profundidades de proveniência

Código da amostra	Local da amostra	Sondagem	Profundidade da amostra (m)
CR-200605	Chaminé	BFCH-11-007	69.25
CR-200618	Chaminé	BFCH-11-007	82.10
CR-201483	Chaminé	BFCH-12-009	26.74
CR-201514	Chaminé	BFCH-12-009	55.48
CR-201590	Casas Novas	BFCN-12-001	40.60
CR-201645	Casas Novas	BFCN-12-001	95.75

O quartzo ocorre, principalmente, como grãos anédricos com extinção ondulante. Parte do quartzo revela cristalização na presença de fluidos hidrotermais, pois alguns grãos contêm abundantes inclusões fluidas.

O feldspato alcalino, sob a forma de microclina (por vezes pertítica), encontra-se também em grãos anédricos (fotografia 4.21). Quanto à plagioclase, ocorre tanto em formas anédricas como subédricas, e estaria zonada nalguns grãos, como é sugerido por variações no aspeto da alteração do bordo para o interior desses grãos (fotografia 4.22). Ambos os tipos de feldspato podem manifestar caulinização e sericitização, mas a alteração hidrotermal é tipicamente mais intensa na plagioclase, no seio da qual, nalguns casos, chegou, até, a ocorrer moscovitização. Por vezes, nas zonas mais externas dos cristais de plagioclase, junto ao contacto com grãos de microclina, formaram-se mirmequites.

O método de Michel-Lévy, para a determinação do tipo de plagioclase, não pôde ser utilizado de forma correta devido ao estado de alteração da maioria dos cristais de plagioclase. No entanto, nas tentativas que se fizeram, os ângulos de extinção  $(010)^{\wedge}n_p$ , não excederam  $20^{\circ}$ , sendo, portanto, típicos de plagioclases predominantemente sódicas.

A moscovite pode ocorrer tanto em grãos anédricos como subédricos. A variedade anédrica é comum nos espaços intergranulares relativamente aos cristais dos feldspatos,

podendo apresentar alguma deformação e até recristalização. Os grãos subédricos são, em muitos casos, palhetas de geração tardia que se desenvolveram ao longo de certos planos cristalográficos da plagioclase.

Em muito menor abundância, a biotite forma alguns cristais subédricos ou anédricos, quase totalmente alterados em clorite e esfena granulosa (fotografia 4.23).

Os minerais opacos são escassos e constituem geralmente alguns pequenos grãos dispersos, de formas subédricas ou euédricas. Foram identificados como sendo de pirite, pirrotite, calcopirite, magnetite e ilmenite. A pirite pode estar presente também em pequenos veios (nas amostras CR-201483 e CR-201514; fotografia 4.25).

Dos restantes minerais acessórios, o zircão e a apatite encontram-se com formas preferencialmente euédricas, em inclusões no quartzo e feldspatos. No entanto, o zircão também é comum enquanto inclusão na biotite, observando-se os seus halos pleocroicos. A turmalina, também ela euédrica, ocorre preferencialmente em inclusões no quartzo e microclina e apresenta cores acastanhadas a alaranjadas, sendo que alguns dos seus cristais se encontram internamente zonados. Quanto à silimanite, ocorre com a forma de pequenas agulhas, associadas essencialmente à moscovite, embora também tenha sido encontrada no seio de quartzo e feldspatos.

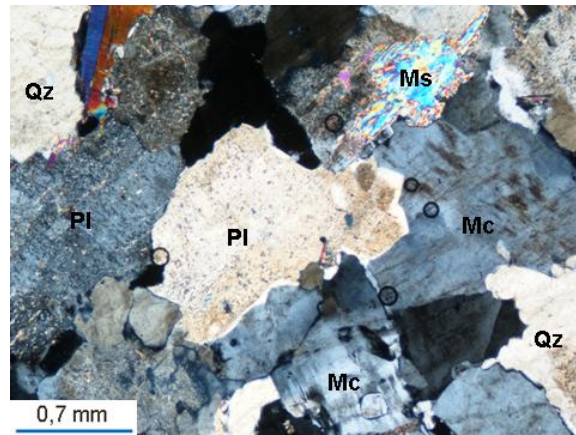
A calcite, que apenas foi observada na amostra CR-200605, onde esporadicamente ocorre como mineral de alteração no interior da plagioclase, ou, numa forma mais comum, constitui, juntamente com o quartzo, veios de pequenas dimensões que preenchem fraturas. Noutras lâminas, o preenchimento de fraturas é realizado essencialmente por clorite e quartzo. As fraturas que estes minerais se encontram a preencher, parecem ter tido alguma movimentação, pois há alguns testemunhos de deformação mecânica na sua vizinhança imediata. Com efeito, em distâncias até cerca de 1 mm para lá desses veios, os bordos dos feldspatos testemunham por vezes subgranulação e recristalização, sendo também nessas zonas que se encontram moscovites com *kinks* (fotografia 4.24). Nas zonas mais afastadas desses veios/fraturas, os aspetos descritos são mais raros.

No que se refere à textura geral das amostras de granitos, ela pode ser classificada como seriada xenomórfica a hipidiomórfica. Optou-se pela designação “seriada” pois os grãos dos minerais mais abundantes têm uma variação contínua de dimensões entre 0.2 e 1,5 mm. Quanto às formas, predominam as anédricas, mas há também uma proporção significativa de grãos subédricos (nomeadamente, de plagioclase).

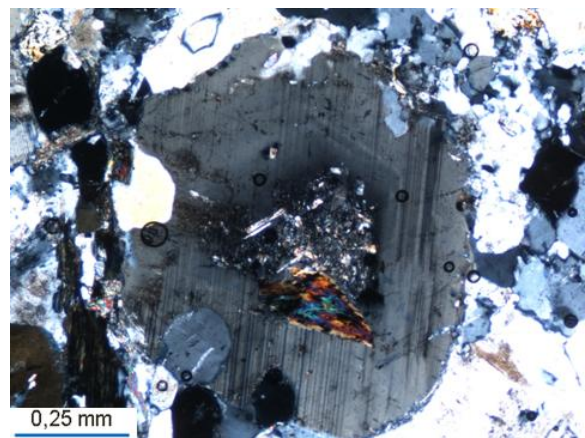
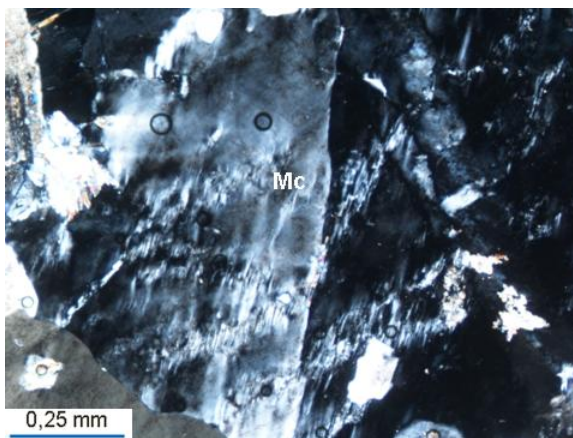
Pontualmente, observaram-se aspetos particulares como: mirmequites (já referidas); intercrescimentos micrográficos de microclina e quartzo; alguns grãos de dimensões

maiores (até 3 mm) de microclina perítica com tendência poiquilítica (envolvendo alguns grãos de minerais como plagioclase e quartzo). Devido à sua escassa, e muito localizada, ocorrência, estes aspetos não foram considerados suficientemente importantes para modificarem a classificação genérica da textura.

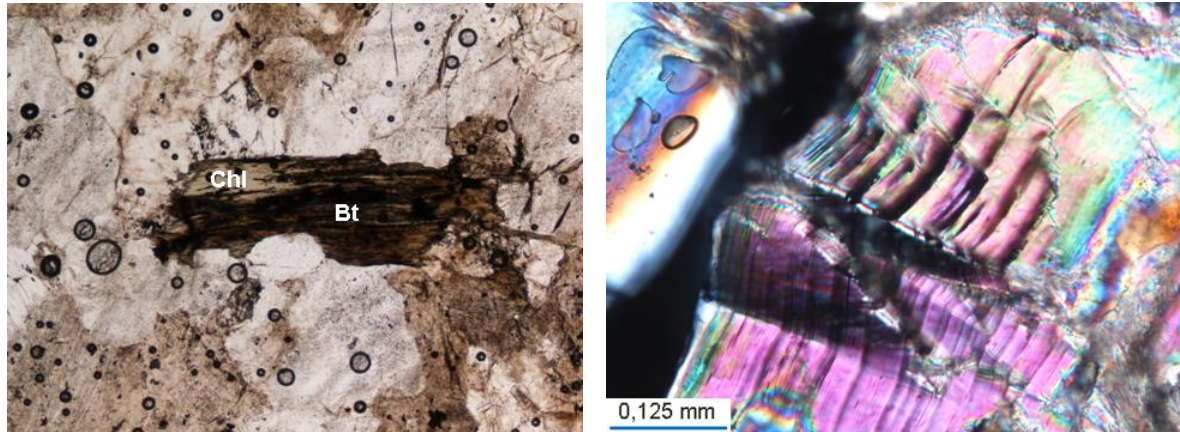




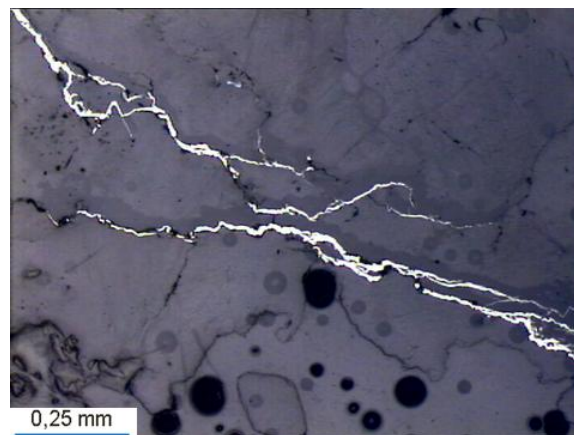
Fotografia 4.20: Aspeto microscópico geral dos granitos estudados (Qz – quartzo; Mc – microclina; Pl – plagioclase; Ms – moscovite). Microscopia de luz transmitida. Observação em nicois cruzados.



Fotografias 4.21 e 4.22: Aspetos particulares de grãos de feldspatos em lâminas de granitos. À esquerda: cristal de microclina (Mc) pertitizada. À direita: cristal de plagioclase zonada, com o núcleo fortemente sericitizado, em contraste com a zona mais externa, vendo-se ainda uma inclusão de biotite. Microscopia de luz transmitida. Observação em nicos cruzados.



Fotografias 4.23 e 4.24: Aspectos particulares de grãos de micas em lâminas de granitos. Microscopia de luz transmitida. À esquerda, observação em nicois paralelos: cristal de biotite (Bt) cloritizado (Chl). À direita, observação em nicois cruzados: aspecto local de *kink-folds* em moscovite.



Fotografia 4.25: Pequenas fraturas, em granito, preenchidas por pirite. Microscopia de luz refletida. Observação em nicois paralelos.



## **CAPÍTULO 5**

### **Geoquímica de rocha total**

As rochas, quer sejam ígneas, metamórficas ou sedimentares, podem ser caracterizadas através da sua composição química, a qual não só reflete a sua mineralogia como pode fornecer informação sobre os ambientes e processos envolvidos na sua génese.

Os constituintes químicos são habitualmente apresentados em diferentes tipos de concentrações, consoante tendam a ocorrer em grandes ou pequenas abundâncias. Os elementos maiores, aqueles que normalmente apresentam concentrações superiores a 1% na rocha, são apresentados em percentagens ponderais de óxidos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ). Elementos que apresentem habitualmente concentrações entre 0.1 e 1%, por vezes designados como elementos menores, também são considerados na forma de óxidos, como são os casos de  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Elementos vestigiais ou oligoelementos são aqueles cujas concentrações se situam abaixo de 0.1%, as quais são consideradas em ppm ou ppb [partes por milhão e partes por bilião (derivado do inglês), respetivamente] referentes à proporção de peso do elemento, e não do óxido que lhe corresponde, na amostra (Rollinson, 1993).

Os elementos maiores são aqueles que habitualmente entram na estrutura cristalina dos minerais em maior quantidade. Estes elementos refletem então diretamente a quantidade e tipo de minerais.

A geoquímica dos elementos vestigiais tem elevada importância, pois, a partir dela, é possível, em muitos casos, identificar vários processos petrológicos e discriminar ambientes geodinâmicos, de modo mais claro do que unicamente com os dados dos constituintes mais abundantes. Devido à sua baixa concentração, os oligoelementos não formam comumente minerais próprios. Quando se considera a cristalização magmática, estes elementos podem ser divididos entre aqueles que são designados como compatíveis, correspondendo aos facilmente incorporados em fases minerais, e os classificados como incompatíveis, os quais apresentam maior afinidade para o fundido silicatado (Rollinson, 1993). A compatibilidade de um elemento para determinado mineral é função da carga e do raio iónico, visto que são estes os fatores determinantes na maior ou menor facilidade com que um elemento vestigial substituirá um dos constituintes fundamentais desse mineral.

É habitual definirem-se dois grupos nos oligoelementos incompatíveis, considerando o seu potencial iónico, ou seja a razão entre a valência e o raio do ião típico de cada

elemento (Rollinson, 1993). O grupo com menores potenciais iônicos é denominado LILE (sigla inglesa para elementos litófilos de grande raio) e inclui casos como os de Li, Cs, Ba, Rb e Sr, enquanto o outro é designado como HFSE (sigla inglesa para elementos de grande força de campo), de que fazem parte, entre outros, elementos das terras raras, Zr, Hf, Nb, Ta e Y. A maioria dos elementos do primeiro grupo caracterizam-se por possuir forte mobilidade na presença de fluido aquoso, pelo que as suas concentrações podem ser afetadas por processos metamórficos e de alteração. Os elementos HFSE revelam muito menor mobilidade (sendo comum considerá-los como imóveis) perante tais condições, pelo que têm particular utilidade na caracterização geoquímica das rochas originais quando estas sofreram alteração ou passaram por eventos metamórficos.

Este capítulo baseia-se em dados de análises químicas que se apresentam no Anexo I e das quais derivam as classificações apresentadas neste capítulo, onde se faz um estudo geoquímico para metassedimentos, metabasitos e granitos variscos, neste último caso, estudados em conjunto com o ortogneisse.

## **5.1 Geoquímica de rocha total de metassedimentos**

Os metassedimentos precâmbrios da ZOM têm sido alvo de vários estudos com vista à determinação da natureza e proveniência dos sedimentos, recorrendo a dados de geoquímica, quer elementar quer isotópica, de rocha total, bem como a estudos em zircões (Näglér, 1990; Beetsma, 1995; Ugidos *et al.*, 1997; 2003; Fernandez-Suaréz *et al.*, 2000; Valladares *et al.*, 2000; Rodriguez-Alonso *et al.*, 2004; Chichorro, 2006).

A assinatura geoquímica dos sedimentos está relacionada com a mineralogia presente, que, por sua vez, se interliga com a natureza da fonte, o grau de meteorização, o tipo de transporte, a seleção de sedimentos e os processos de diagénese.

A análise da variação dos elementos maiores reflete em particular a seleção granulométrica, visto que esta seleção condiciona a mineralogia e a maturidade química que resulta da intensidade dos processos de meteorização (Bathia, 1983). A utilização dos elementos maiores carece de cuidados particulares, pois os referidos elementos encontram-se sujeitos a lixiviação e reciclagem, o que conduz a ganhos/perdas na rocha. Para tentar evitar este efeito, são utilizados elementos vestigiais, relativamente imóveis, como La, Ce, Nd, Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ti, Sc e Co (Bathia & Crook, 1986; McLennan 1989, McLennan *et al.*, 1990).

A utilização da geoquímica de rocha total nos sedimentos para se identificar ambientes geodinâmicos e proveniências foi estabelecida por Bathia (1983), Bathia & Crook (1986),

Roser & Korsch (1986) e McLennan (1989). Contudo, há autores que alertam para vários problemas na definição dos diagramas de discriminação tectónica propostos para litologias detríticas, considerando que eles, de facto, não proporcionam caracterizações adequadas (Armstrong-Altrin & Verma, 2005).

As amostras de metassedimentos estudadas encontram-se divididas entre as da zona de Chaminé – CR-200538, CR-200547, CR-201472, CR-201512 e CR-201543 - e as da zona de Casas Novas – CR-201611 e CR-201660 (tabela 5.1). Recorde-se que estes metassedimentos pertencem à Série Negra, do Neoproterozoico, tendo sido deformados e metamorfizados fortemente durante a orogenia varisca, pelo que também se deve ter em conta que estes processos podem influenciar algumas características geoquímicas presentemente observadas.

Tabela 5.1: Referências das amostras de metassedimentos e respetivos locais de proveniência

Referência da amostra	Local da sondagem	Sondagem
CR-200538	Chaminé	BFCH-11-007
CR-200547	Chaminé	BFCH-11-007
CR-201472	Chaminé	BFCH-12-009
CR-201512	Chaminé	BFCH-12-009
CR-201543	Chaminé	BFCH-12-009
CR-201611	Casas Novas	BFCN-12-001
CR-201660	Casas Novas	BFCN-12-001

### 5.1.1 Caracterização dos protólitos sedimentares

No estudo das rochas sedimentares não é tão comum como no das rochas ígneas a utilização de critérios de classificação química. Na tentativa de estabelecer este tipo de classificação, Pettijohn *et al.* (1972) apresentaram, para as rochas sedimentares psamíticas, o diagrama  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  vs  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ , em que ambos os parâmetros são índices de maturidade dos sedimentos e, adicionalmente, a soma dos álcalis reflete a quantidade de feldspatos. Posteriormente, Herron (1988) propôs um novo esquema que parece ter algumas vantagens relativamente ao de Pettijohn *et al.* (1972), utilizando o parâmetro  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{T})}/\text{K}_2\text{O})$  em lugar de  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ . A introdução da razão  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{T})}/\text{K}_2\text{O})$  permite considerar na maturidade química o papel da decomposição dos silicatos ferromagnesianos durante a meteorização, enquanto que no diagrama de Pettijohn *et al.* (1972) as medidas de maturidade eram dependentes só da relação entre quartzo, feldspatos e argilas. Com o diagrama  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{T})}/\text{K}_2\text{O})$  vs  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  foi

possível fazer-se uma melhor classificação das arcoses e, além disso, introduziram-se campos para rochas pelíticas, tendo este último aspeto particular importância para as amostras estudadas no presente trabalho.

As amostras projetadas neste diagrama (figura 5.1), tanto de Casas Novas como de Chaminé, encontram-se dispostas no campo dos pelitos, como era de suspeitar tendo em conta tratarem-se de micaxistos e paragneisses. A maioria das amostras dispõe-se próximo do limite com o campo dos grauvaques. Esta proximidade relativamente a este tipo de composições psamíticas também não é surpreendente, tendo em consideração a abundância de feldspatos gerados nos produtos metamórficos. A projeção revela uma maturidade de sedimentos algo baixa, como indicado pela pequena razão sílica/alumina, o que deveria corresponder, nos protólitos sedimentares, a abundâncias significativas de minerais argilosos e feldspatos.

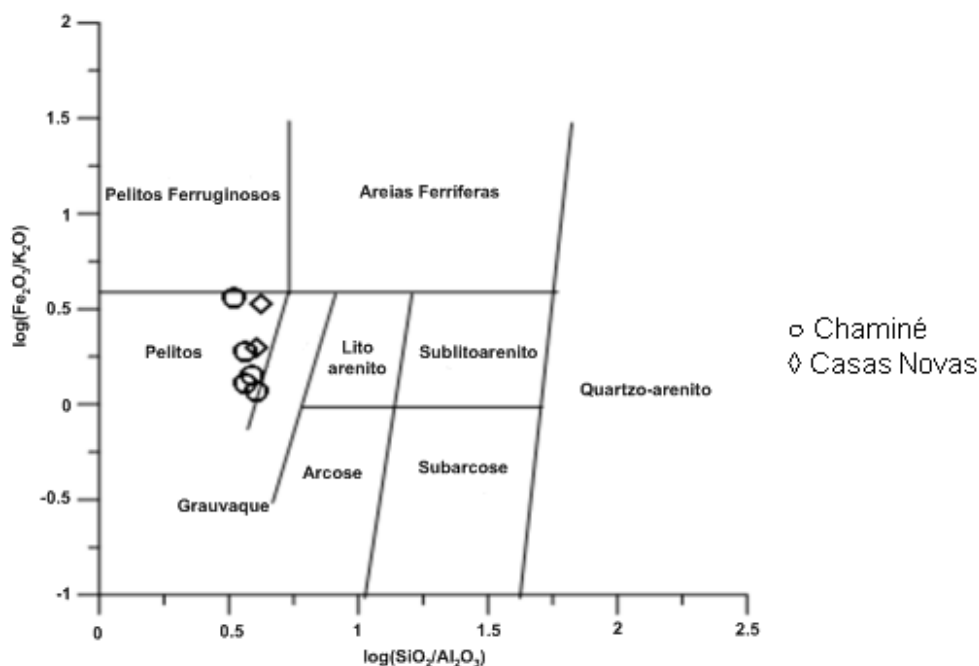


Figura 5.1: Diagrama de classificação de psamitos e pelitos,  $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  vs  $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ , segundo Herron (1988).

### 5.1.2 Considerações sobre a natureza e a alteração das fontes dos sedimentos

A realização de estudos sobre o efeito da variabilidade de alteração sofrida pela rocha-mãe na composição química das rochas sedimentares levou ao aparecimento de vários tipos de índices. Um deles foi o parâmetro CIA (*Chemical Index of Alteration*), o qual é dado por  $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}^*+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]\times 100$ , em que  $\text{CaO}^*$  representa a quantidade

de óxido de cálcio presente unicamente em silicatos (Nesbitt & Young, 1982). Assumindo-se, por um lado, que os protólitos sedimentares não continham calcite e, por outro lado, que as quantidades de fósforo analisadas já estavam presentes nesses protólitos em apatite detritica. Assim, ao CaO total foi retirada a quantidade que se combinaria com o  $P_2O_5$  naquele fosfato para o cálculo de CIA nas amostras agora estudadas.

A análise das amostras no diagrama de CIA vs  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$  (figura 5.2) permite chegar à conclusão que a maioria das amostras se projeta no campo de índice inferior a 70 e apenas uma amostra com um valor superior a esse. O primeiro caso sugere que as amostras provêm de rochas que sofreram relativamente pouca meteorização, ao passo que a amostra CR-201472 (a amostra que se situa acima da linha na figura 5.2), teria tido um protólito com um grau de meteorização mais evidente. No entanto, os valores de CIA para as amostras variam apenas entre 67.1 e 71.8%, o que sugere fraca variabilidade no grau de alteração verificado para as amostras. A representatividade deste diagrama é corroborada pelos teores mais baixos da soma de  $Na_2O$ ,  $K_2O$  e  $CaO^*$  da amostra CR-201472, que sugere um maior grau de decomposição da plagioclase, o que corresponde a uma maior influência por parte da meteorização e provavelmente reciclagem.

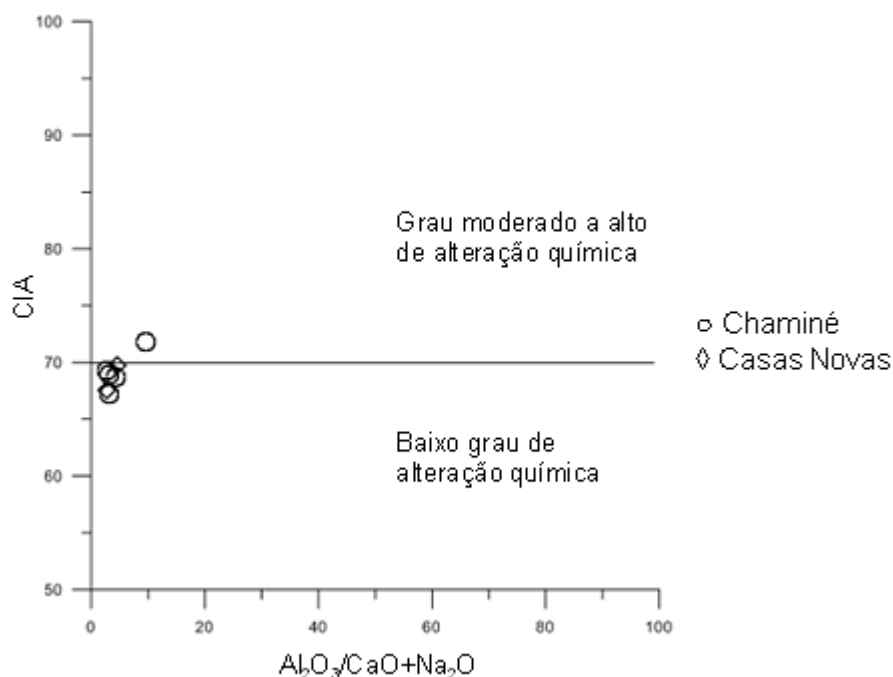


Figura 5.2: Projeção do Índice CIA =  $[(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)) \times 100]$  vs  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$ , segundo Nesbitt & Young (1982).

As informações obtidas através do diagrama anterior devem ser complementadas com recurso ao diagrama triangular  $(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$  (Nesbitt & Young, 1984, 1989). Os estádios iniciais de meteorização originam linhas paralelas ao lado  $(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$  do diagrama, enquanto que etapas avançadas desse processo implicam perda de  $\text{K}_2\text{O}$  e a consequente aproximação ao vértice de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (caulinite/gibbsite). Os desvios relativos à representação das linhas de tendência de meteorização são usados para aferição de mudanças químicas, quer resultantes da diagénese, quer do metassomatismo (Nesbitt & Young, 1984; 1989).

A representação das amostras no referido diagrama (figura 5.3) permite a sua identificação sobre 4 linhas de tendência, sendo elas (da direita para a esquerda) do granito, do adamelito, do granodiorito e do tonalito. Cada linha de tendência representa diferentes contributos para a origem dos sedimentos das amostras. A amostra mais à direita (CR-201472) apresenta um contributo maior do granito, enquanto que a amostra mais à esquerda (CR-201512) tem por base sedimentos com maior contribuição de rochas mais básicas.

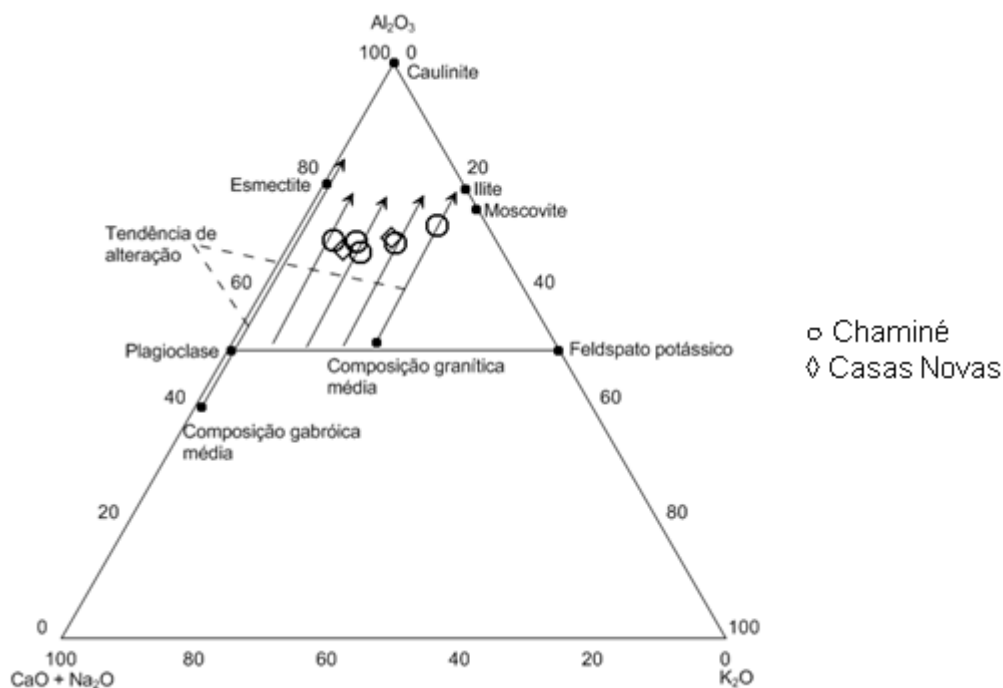


Figura 5.3: Projeção das amostras no diagrama A-CN-K de Nesbitt & Young (1989). Linhas de tendência de alteração (da direita para a esquerda): granito, adamelito, granodiorito, tonalito, gabro.

Roser & Korsch (1988), elaboraram um diagrama que permite fazer uma distinção sobre a proveniência dos sedimentos, definindo campos para origens máficas, intermédias, félsicas e sedimentares quartzosas. Os elementos e razões que melhor

discriminam estas proveniências são  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ , utilizados por isso nas funções discriminantes que os autores definiram.

A projeção dos dados (figura 5.4) mostra que a maioria das amostras constitui um agrupamento que se projeta ou no campo dos detritos provenientes de fonte ígnea félsica ou, como no caso de CR-201512, muito perto desse campo. Só há uma amostra - CR-201472 - claramente fora desse agrupamento, cuja projeção bem no interior do campo dos materiais de origem sedimentar quartzosa sugere que derive de sedimentos previamente sujeitos a várias etapas de reciclagem, correspondendo, assim, a uma maturidade maior do que a indicada pelas restantes amostras. Esta diferença já antes tinha sido observada nos restantes diagramas.

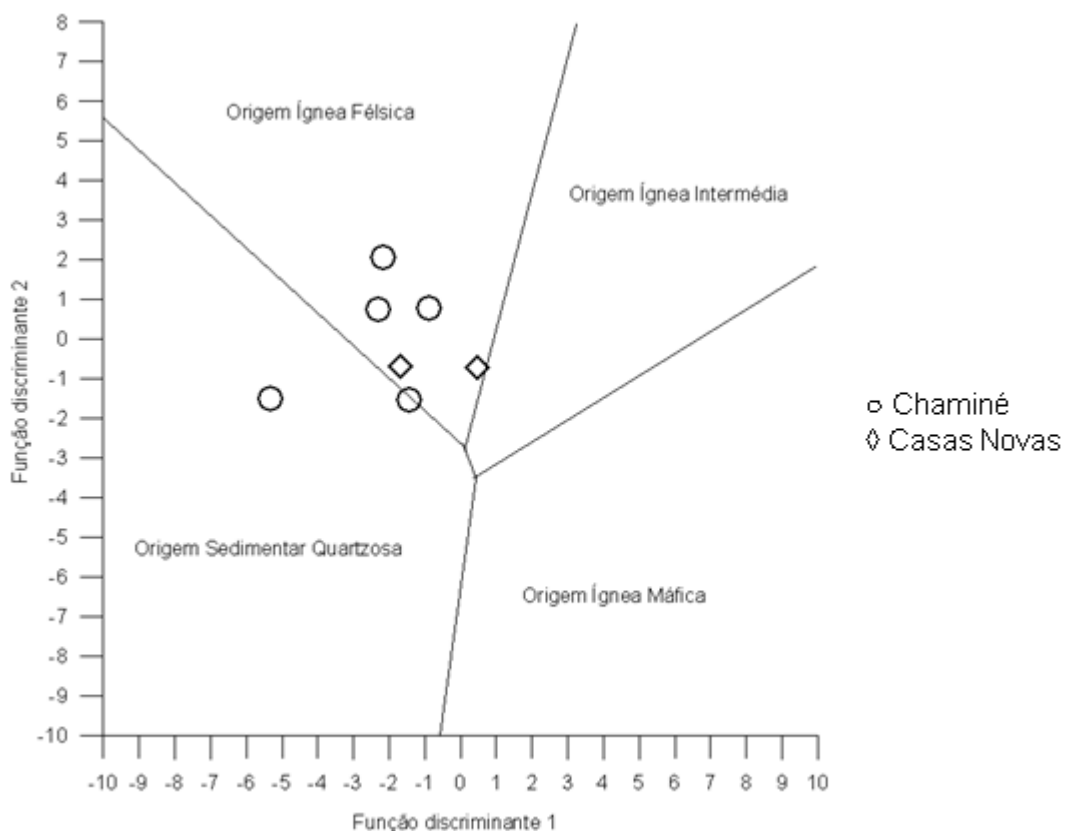


Figura 5.4: Diagrama discriminante da proveniência de sedimentos usando elementos maiores (Roser & Korsch, 1988). Função discriminante 1 =  $-1.773\text{TiO}_2 + 0.607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.76\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T}) - 1.5\text{MgO} + 0.616\text{CaO} + 0.509\text{Na}_2\text{O} - 1.224\text{K}_2\text{O} - 9.09$ . Função discriminante 2 =  $0.445\text{TiO}_2 + 0.07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.25\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T}) - 1.142\text{MgO} + 0.438\text{CaO} + 1.475\text{Na}_2\text{O} + 1.426\text{K}_2\text{O} - 6.861$ . Estas funções foram definidas pelos referidos autores.

A determinação de áreas fonte e ambientes geotectónicos relacionados com os metassedimentos amostrados podem ter a sua classificação com base numa série de parâmetros definidos por Bathia & Crook (1986). A projeção das amostras de

metassedimentos nos diagramas discriminantes de Bathia & Crook (1986), coloca-as como pertencentes a um ambiente de arco magmático (figura 5.5).

Ressalva-se o facto destes diagramas se destinarem a ser utilizados apenas com rochas psamíticas. No entanto, e devido à proximidade das amostras estudadas a composições grauvacoides (figura 5.3), elas foram também projetadas nos diagramas de Bathia & Crook (1986).

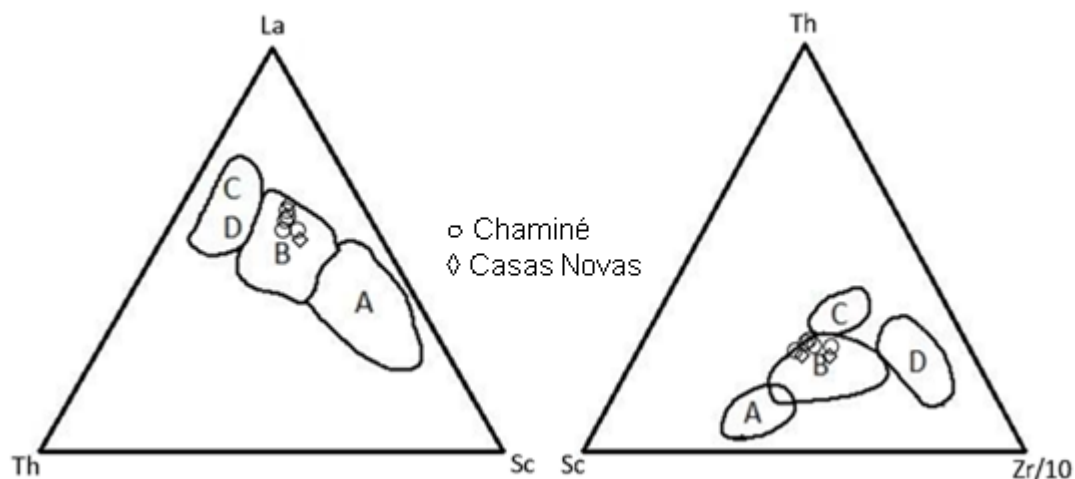


Figura 5.5: Diagramas discriminantes de proveniências e ambientes tectónicos (Bathia & Crook, 1986) para rochas sedimentares do Neoproterozoico. a) Th-Sc-La; b) Sc-Zr/10-Th. Percentagens recalculadas para 100%. Legenda: A – arco insular oceânico; B – arco continental; C – margem continental ativa; D – margem passiva.

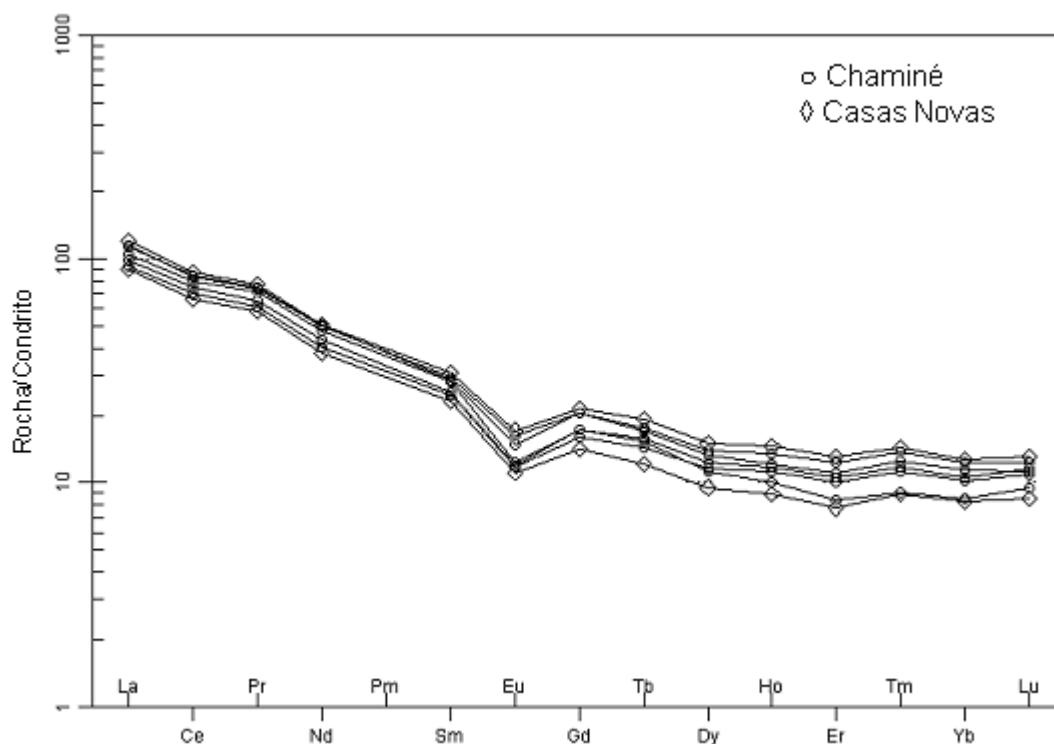
### 5.1.3 Características geoquímicas gerais dos metassedimentos estudados

Os padrões de terras raras normalizados, usando os valores propostos por Nakamura (1974), em relação ao condrito (figura 5.6) evidenciam composições muito coerentes umas com as outras, caracterizadas por enriquecimento das terras raras leves em relação às pesadas,  $9.11 < La_n/Yb_n < 11.76$ , acompanhado de uma anomalia negativa de Eu ( $0.56 < Eu/Eu^* < 0.66$ ). Estes perfis são muito semelhantes aos apresentados (e.g.: Rollinson, 1993, e referências aí citadas) como típicos da crosta continental superior, bem como dos sedimentos terrígenos pós-arcaicos de plataforma continental encontrados em todo o mundo, pelo que representam misturas após vários ciclos de erosão.

Com a normalização em relação ao NIBAS (*Neoproterozoic Iberian Average Shale*; Ugidos *et al.*, 2010), observa-se uma variação restrita para as amostras estudadas, com todas elas apresentando perfis quase horizontalizados, se bem que ligeiramente mais enriquecidos em terras raras leves relativamente às pesadas, e anomalias de Eu



fracamente negativas (figura 5.6). Contudo, estas pequenas diferenças relativamente ao perfil do NIBAS testemunham uma maior semelhança dos perfis das amostras agora estudadas em relação aos de outras composições apresentadas para materiais supracrustais, tais como UC (*Upper Crust*; Taylor & McLennan, 1985) e PAAS (*Post-Archaean Australian Shale*; McLennan, 1989). Refira-se ainda que a composição NIBAS foi definida com base em amostras da Zona Centro-Ibérica e da Zona Astúrica Ocidental – Leonesa, não incluindo, portanto, metassedimentos da ZOM. Isto parece apontar para que o tipo de fonte - com algumas características específicas, tal como sublinhado por Ugidos *et al.* (2010) - dos sedimentos neoproterozoicos das atuais áreas central e setentrional da Península Ibérica não é o mesmo que terá alimentado as formações neoproterozoicas do Maciço de Évora.



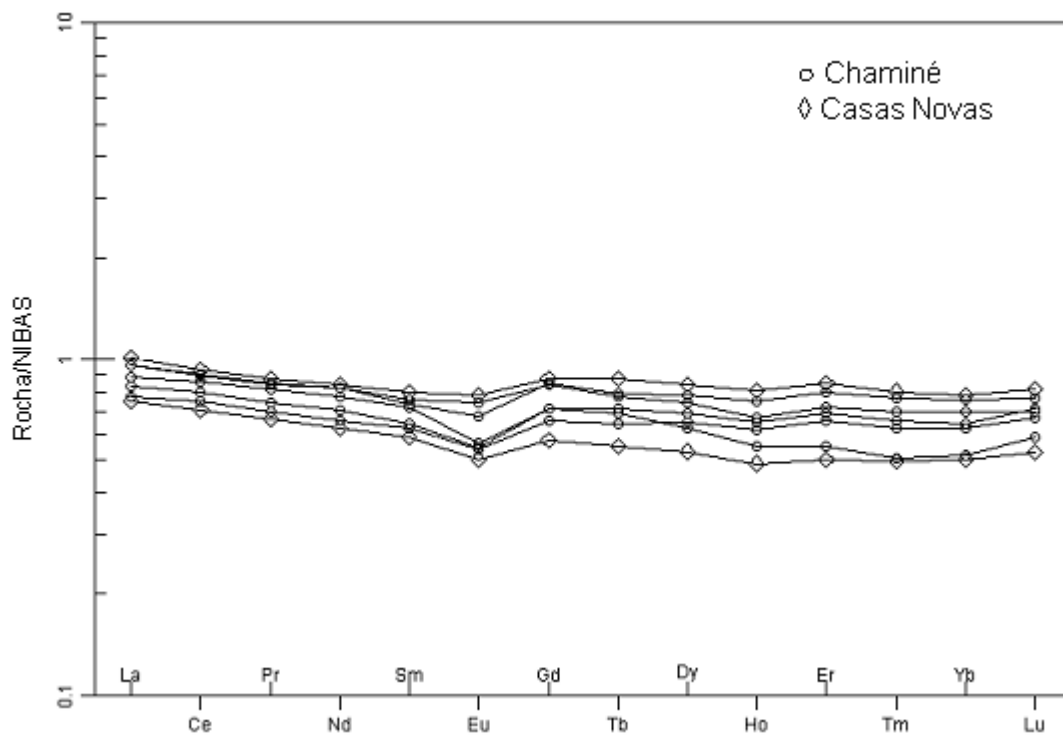


Figura 5.6: Padrões de terras raras, normalizados. Em cima: em relação aos valores condriticos (Nakamura, 1974); em baixo: em relação aos valores do NIBAS (*Neoproterozoic Iberian Average Shale*; Ugidos *et al.*, 2010).

Ao utilizar-se um diagrama elaborado por Chichorro (2006), no qual estão representados vários metassedimentos da ZOM (figura 5.7), as amostras agora estudadas projetam-se entre as áreas de paragneisses, grauvaques e pelitos do Neoproterozoico e do Câmbrio da ZOM e de paragneisses do Neoproterozoico da ZCMN e do TAME, pelo que os dados agora obtidos estão de acordo com o que se espera em função do enquadramento geológico das amostras colhidas.

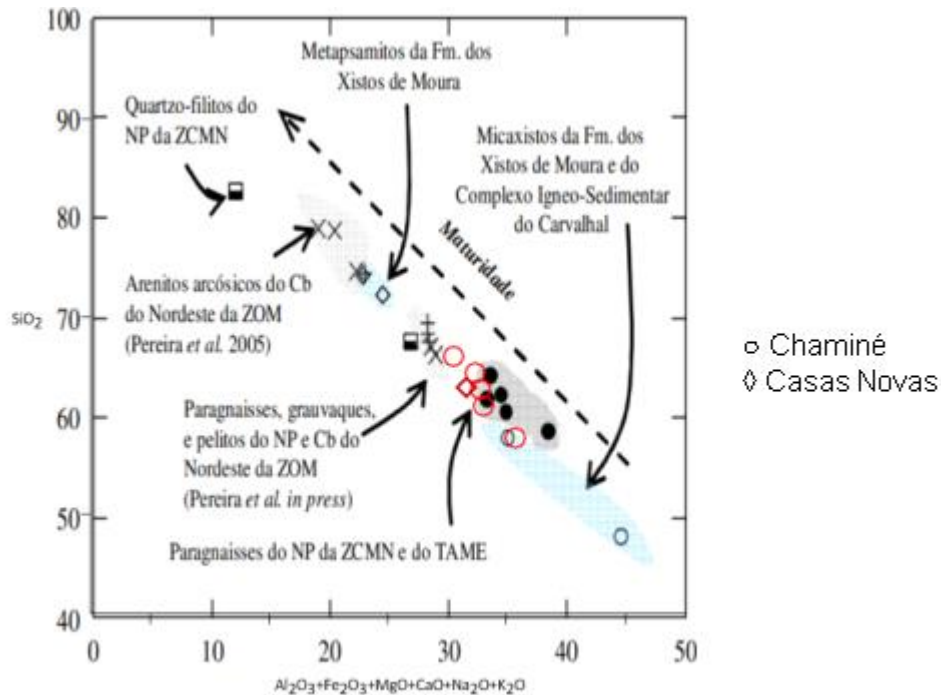


Figura 5.7: Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , adaptado de Chichorro (2006). Simbologia: a preto – amostras de Chichorro (2006); a vermelho -  $\circ$  Chaminé;  $\diamond$  Casas Novas.

## 5.2 Geoquímica de rocha total em metabasitos

Os metabasitos da ZOM encontram-se afetados por metamorfismo regional e hidrotermal que se situa entre a fácies dos xistos verdes-anfibolítica baixa a anfibolítica alta, sofrendo posteriormente uma retrogradação para a fácies epidótica. O hidrotermalismo altera a composição original da rocha através da mobilização dos elementos químicos, nomeadamente os elementos alcalinos e alcalinoterrosos, por apresentarem um baixo potencial iónico. Em contrapartida, outros elementos como os do grupo das terras raras, Th, Sc, Nb, Ta, Ga, V, Cr, Al, Zr, Hf, Nb e Ta têm uma mobilidade reduzida durante os processos de metamorfismo e alteração hidrotermal (Pearce & Cann, 1973; Winchester & Floyd, 1977; Humphris & Thompson, 1978; Mason & Moore, 1984; Whitford *et al.*, 1989; Rollinson, 1993). Assim, estes elementos são os que devem ser escolhidos quando se fazem considerações geoquímicas sobre os protólitos.

O quimismo das rochas básicas reflete o reservatório litosférico dos materiais ígneos a partir dos quais se geraram. Devido a este facto a assinatura geoquímica destas rochas tem sido utilizada para determinar a evolução geo-histórica da ZOM (Eguiluz *et al.*, 2000; Simancas *et al.*, 2001; Sánchez-García *et al.*, 2003; Gómez-Pugnaire *et al.*, 2003; Chichorro, 2006).

### 5.2.1 Classificação geoquímica

Apenas duas das amostras recolhidas fazem parte do grupo de rochas metamorfizadas a partir de protólitos básicos. Essas amostras são a CR-200593 e a CR-201551, a primeira pertencente à zona de Chaminé e a segunda à de Casas Novas (tabela 5.2). Ambas as amostras foram caracterizadas petrograficamente como anfibolitos e fazem parte da Série Negra, onde se encontram intercalados com metassedimentos de idade neoproterozoica.

Tabela 5.2: Referências das amostras de metassedimentos e respetivos locais de proveniência

Referência da amostra	Local da sondagem	Sondagem
CR-200593	Chaminé	BFCH-11-007
CR-201551	Casas Novas	BFCN-12-001

Ao se projetar as amostras nos diagramas para determinação do tipo de rocha, nomeadamente o diagrama de Winchester & Floyd (1977), observa-se que estas se situam no campo geral dos basaltos e/ou andesitos. Neste diagrama, a razão  $Zr/TiO_2$  é usada como índice de diferenciação e a razão  $Nb/Y$  discrimina a alcalinidade das amostras. O facto das amostras se situarem à esquerda da principal linha vertical, leva a que sejam classificadas como subalcalinas (figura 5.8). Adicionalmente, as baixas razões de  $Zr/TiO_2$  (0.006 e 0.009) são características da derivação a partir de protólitos ígneos básicos, como basaltos/andesitos ou gabros.

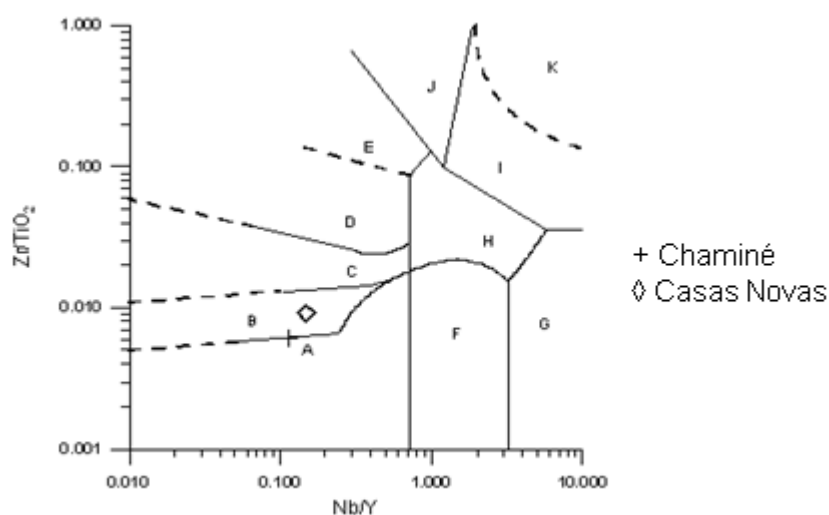


Figura 5.8: Diagrama binário  $Zr/TiO_2$  vs  $Nb/Y$  de Winchester & Floyd (1977).  $Zr/TiO_2$  é usado como índice de diferenciação e  $Nb/Y$  discrimina a alcalinidade. Legenda: A – basaltos subalcalinos, B –

andesitos/basaltos, C – andesitos, D – riodacitos/dacitos, E – riolitos, F – basaltos alcalinos, G – basanitos/nefelinitos, H – traquiandesitos, I – traquitos, J – comenditos/panteleritos, K - fonolitos. Simbologia: + Chaminé;  $\diamond$  Casas Novas.

Meschede (1986) apresentou um diagrama de discriminação tectono-magmática com base nos elementos Nb, Zr e Y. A projeção das amostras neste diagrama ocorre nos campos de basaltos de arco vulcânico ou toleítos intraplaca, para a amostra CR-201551, e de basaltos de arco vulcânico ou N-MORB, para a amostra CR-200593.

A projeção das amostras no diagrama discriminante de Wood (1980), que utiliza os parâmetros Th, Ta e Hf/3, esclarece a dúvida deixada pelo diagrama anterior. Neste gráfico, ambas as amostras se projetam no campo de basaltos associados a margens de placas destrutivas e, conseqüentemente, a ambientes de arco vulcânico (figura 5.9).

Obviamente, o reduzido número de amostras limita o alcance destas conclusões, pelo que estes resultados deverão ser conjugados com os que sejam obtidos noutros trabalhos.

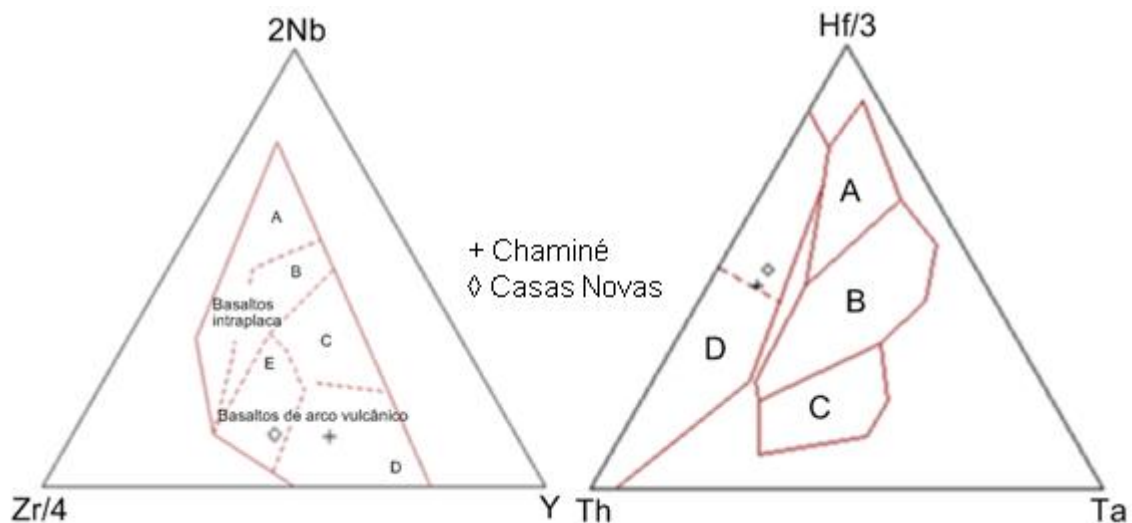


Figura 5.9: À esquerda: diagrama triangular Nb-Zr-Y de Maschede (1986) para discriminação tectónica; Legenda: A – Alcalinos, B – Toleíticos, C – E-MORB, D – N-MORB, E – Toleítos intraplaca. À direita: diagrama triangular de Wood (1980) para discriminação das amostras; Legenda: A – N-MORB, B – E-MORB ou toleítos intraplaca e diferenciados, C – basaltos intraplaca alcalinos e basaltos intraplaca e seus diferenciados, D – Basaltos de margens de placas destrutivas e diferenciados, com a linha a tracejado separando composições toleíticas de calco-alcalinas.

### 5.2.2 Normalizações

O estudo do comportamento dos oligoelementos foi efetuado através da normalização em relação aos valores do manto primordial (Wood *et al.*, 1979) e, no caso das terras raras, aos da composição condritica (Nakamura, 1974).

Os resultados da normalização em relação ao manto primordial permitem afirmar que os perfis das duas amostras são muito semelhantes para os elementos imóveis (figura 5.10). Identificam-se anomalias negativas de Ta e Ti, como é típico dos magmas gerados em cunhas mantélicas acima de planos de subducção.

No que se refere às terras raras (figura 5.11), registam-se enriquecimentos ligeiros das leves em relação às pesadas, com razões  $La_n/Yb_n$  de 1.60 na amostra de Chaminé e de 2.12 na amostra de Casas Novas, aspeto que é comum em magmas de arco com características transicionais entre composições toleíticas e calco-alcálinas. Adicionalmente, as pequenas anomalias de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.87$  e  $0.96$ ) indicam que a fracionamento de plagioclase ainda não tinha sido muito acentuada nos magmas que deram origem aos protólitos dos anfibolitos.

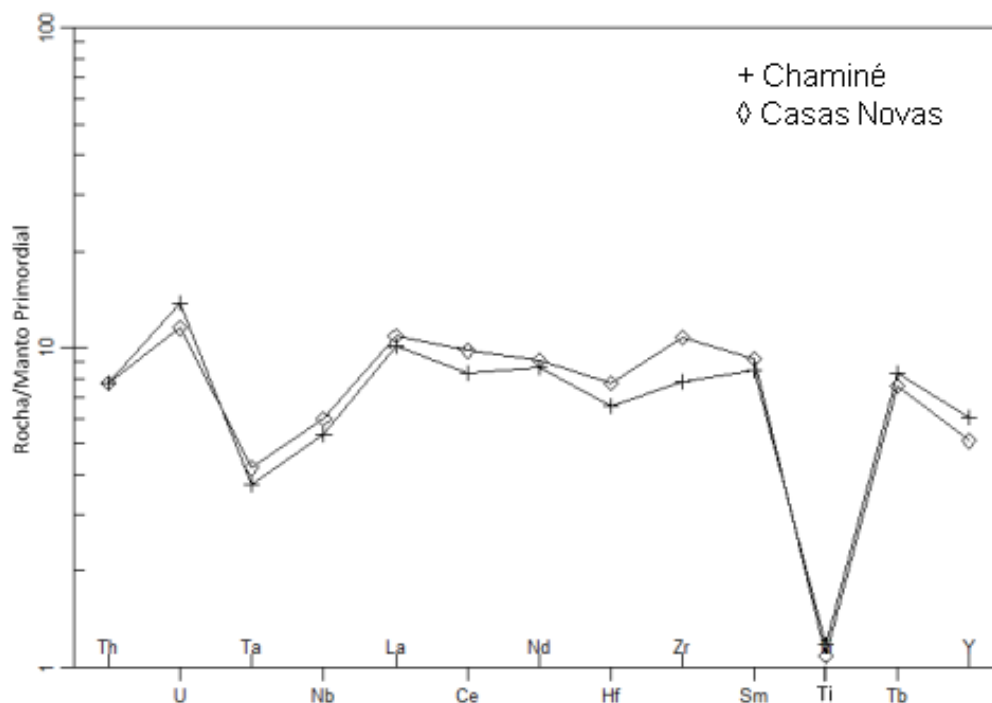


Figura 5.10: Padrões de alguns elementos HFSE, normalizados em relação aos valores do manto primordial (Wood *et al.* 1979); valor de Ti retirado de Wood *et al.* (1981).

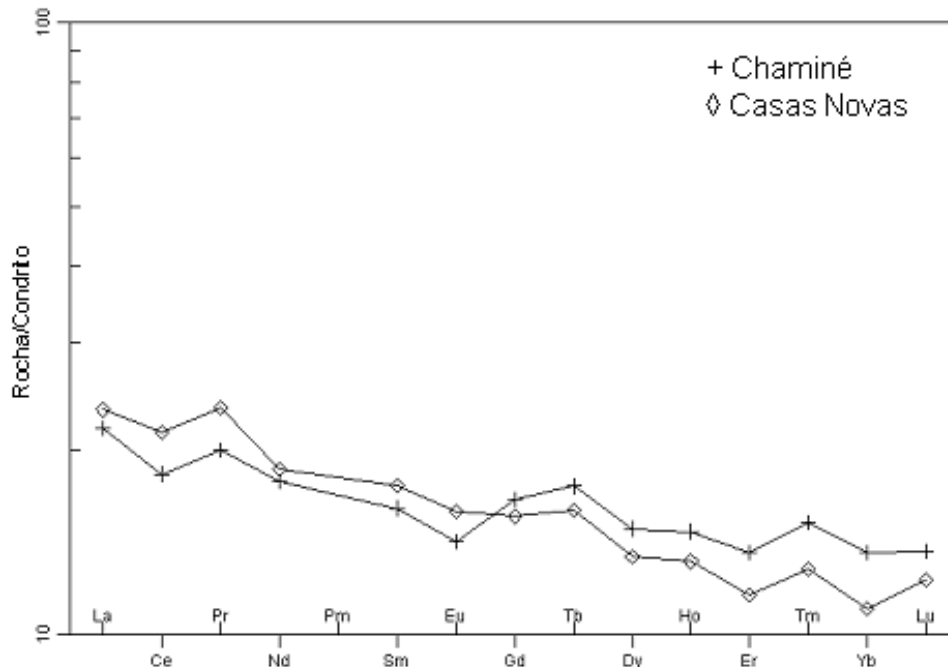


Figura 5.11: Padrões de terras raras, normalizados em relação aos valores condriticos (Nakamura, 1974).

### 5.3 Geoquímica de rocha total de granitoides

Quatro amostras da zona de Chaminé (CR-200605, CR-200618, CR-201483, CR-201514) e duas de Casas Novas (CR-201590, CR-201645) representam os granitoides tardi-variscos estudados (tabela 5.3). A referência a tardi-varisco faz-se pelo facto das amostras indicadas anteriormente não apresentarem deformação evidente. Assim, e apesar de terem sido formadas durante o ciclo varisco, as fases de deformação mais marcantes presentes na zona, terão ocorrido anteriormente à sua génese. Foi também estudada uma amostra (OG) de um ortognaisse do Complexo Ígneo-Sedimentar, de idade câmbria, definido por Chichorro (2006). Visto tratar-se de uma rocha cujo protólito terá sido um granitoide, ou um seu equivalente mais superficial, ela será também tratada nesta secção.

É importante referir que as rochas granitoides estudadas foram afetadas por processos de alteração hidrotermal, pelo que se deverá ter cautelas na interpretação de algumas características geoquímicas, nomeadamente as que envolvem teores dos elementos mais móveis. Por maioria de razão, esses cuidados devem ser tidos relativamente ao ortognaisse que, anteriormente à alteração hidrotermal, já havia passado por processos de metamorfismo regional.

Tabela 5.3: Referências das amostras de metassedimentos e respectivos locais de proveniência

Código da amostra	Local da amostra	Sondagem
CR-200605	Chaminé	BFCH-11-007
CR-200618	Chaminé	BFCH-11-007
CR-201483	Chaminé	BFCH-12-009
CR-201514	Chaminé	BFCH-12-009
CR-201590	Casas Novas	BFCN-12-001
CR-201645	Casas Novas	BFCN-12-001
OG	Ligeiro	

### 5.3.1 Caracterização geoquímica geral dos granitoides

Os elevados valores de  $\text{SiO}_2$  (entre 73.75 e 75.37%) revelam que os granitoides se tratam de rochas muito diferenciadas, o que é também apoiado pelos baixos teores de  $\text{CaO}$  (0.38 a 0.77%),  $\text{MgO}$  (0.22 a 0.43%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{T})}$  (1.18 a 1.82%),  $\text{MnO}$  (0.03 a 0.04%) e  $\text{TiO}_2$  (0.05 a 0.12%). A amostra OG tem concentração de  $\text{SiO}_2$  ainda mais elevada (78.31%), enquanto para os outros óxidos mencionados os valores são ou inferiores ( $\text{MgO} = 0.08\%$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{T})} = 0.30\%$ ;  $\text{MnO} = 0.004\%$ ) ou estão dentro daquelas gamas. O ortognaisse sobressai ainda em relação aos granitos por possuir maior teor de  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.97%; máximo de 3.77% nos granitos) e menor concentração de  $\text{K}_2\text{O}$  (1.08%; mínimo de 3.66% nos granitos).

Para classificar os granitoides e o protólito do ortognaisse, recorreu-se aos diagramas de Middlemost (1994) e de O'Connor (1965), que utilizam concentrações de elementos maiores e minerais normativos, respetivamente (figuras 5.12 e 5.13).

Segundo o diagrama de Middlemost (1994), que corresponde a uma variação do original diagrama TAS (conteúdo total de álcalis contra o teor de sílica) de Cox *et al.* (1979), as amostras são todas classificadas como granitos (figura 5.12), em resultado dos valores de sílica e da soma de álcalis serem sempre superiores a 73% e a 6%, respetivamente.



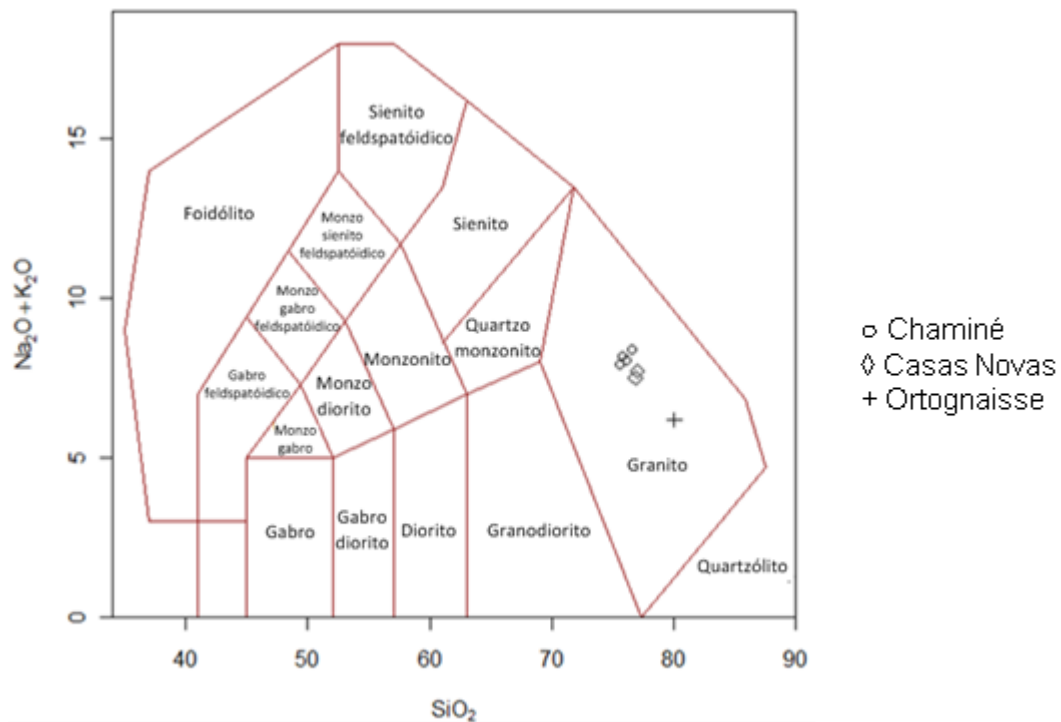


Figura 5.12: Diagrama TAS (total conteúdo de álcalis)  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  vs.  $\text{SiO}_2$ , segundo de Cox et al. (1979).

O diagrama de O'Connor (1965), baseado na composição normativa de feldspato, pode ser aplicado a rochas félsicas que apresentem mais de 10% de quartzo normativo, o que se verifica para todas as amostras que estão a ser consideradas nesta secção.

Apesar de todas as amostras, como seria de esperar, apresentarem valores baixos de anortite, devido ao seu baixo teor em cálcio, elas diferem nos valores de ortoclase/albite. Ao passo que os granitoides tardi-variscos de Chaminé e Casas Novas se encontram projetados no campo dos granitos, a amostra de ortognaisse projeta-se no campo definido para os trondhjemitos (figura 5.13). Considerando as alterações propostas por Barker (1979) na delimitação dos campos neste diagrama, as classificações das amostras estudadas neste trabalho mantêm-se.

Como já havia sido referido acima, o ortognaisse apresenta valores de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  significativamente diferentes dos encontrados nos granitos, levando a uma maior razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  e, conseqüentemente, a uma maior importância da albite normativa, na rocha de protólito antevárisco.

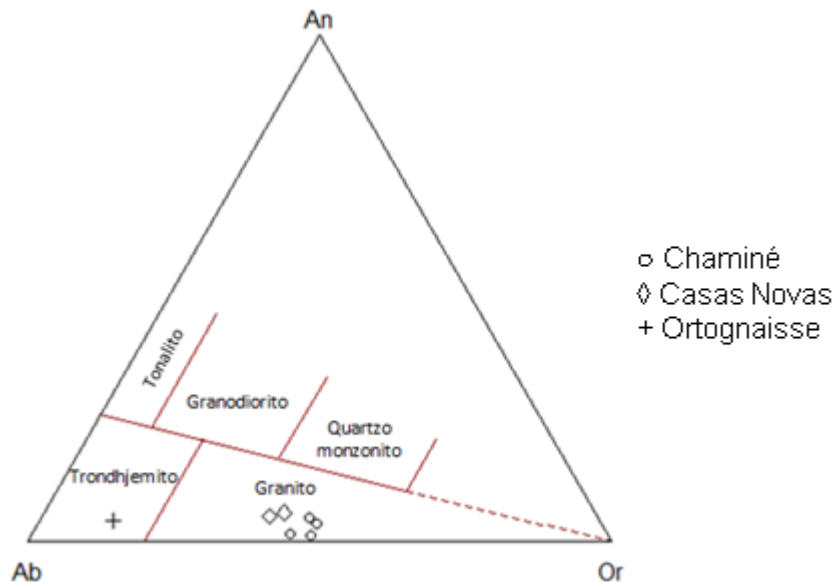


Figura 5.13: Diagrama triangular dos feldspatos de O'Connor (1965). Utilizam-se valores normativos calculados através da norma CIPW. Ab – albite; Or – ortoclase; An – anortite.

Chappell & White (1974) e White & Chapell (1977) propuseram a primeira classificação geoquímica moderna com conotação genética para granitoides, atribuindo-lhes o tipo I se resultassem de fusão parcial de rochas ígneas máficas e/ou intermédias da parte inferior da crosta ou o tipo S se fossem produzidos através de processos anatéticos que afetam protólitos supracrustais, como os (meta)sedimentos. Posteriormente foram definidos os granitoides de tipo A, relacionados com ambientes anorogénicos (Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982).

Clarke (1992) afirma que a classificação genética de granitoides deve ser aplicada com cuidado pois, por vezes, é difícil identificar os processos e reservatórios fonte dos mesmos. A interpretação genética de granitoides pode, de facto, ser afetada por fatores, como redistribuição de elementos, cristalização fracionada, mistura e contaminação de magmas e participação de fontes diferentes.

A aluminosidade e a alcalinidade são parâmetros que servem como indicadores relevantes das características dos magmas, podendo fornecer indicações sobre as respetivas fontes. Com base nesses parâmetros, há três categorias importantes de granitoides, que podem ser definidos da seguinte forma, recorrendo às proporções molares dos óxidos a seguir referidos:

- (1) Peraluminoso:  $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$
- (2) Metaluminoso:  $Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O)$  e  $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$
- (3) Peralcalino:  $Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)$

Recorrendo ao diagrama de Shand (1943), representado na figura 5.14, observa-se que todas as amostras estudadas se dispõem no campo peraluminoso. Determinantes na localização dos pontos projetados são os elevados valores da razão A/CNK, a qual varia entre 1.17 e 1.31 nos granitos tardi-variscos e é de 1.24 no ortognaisse.

No diagrama A-B de Debon & Le Fort (1983), modificado por Villaseca *et al.* (1998) (figura 5.15), foram definidos vários campos para a classificação de granitoides peraluminosos, verificando-se que as amostras se projetam no campo dos granitoides fortemente peraluminosos, tendo em conta não só a aluminosidade em sentido estrito (parâmetro A) como os baixos teores de elementos caraterísticos de minerais máficos (parâmetro B).

Usando o índice petrogenético  $K_2O/Na_2O$ , Hongnian & Wenrong (1985) referem que os granitoides crustais apresentam valores deste parâmetro maiores que a unidade, enquanto que os de origem mantélica seriam mais sódicos. Visto que os granitoides de Chaminé e Casas Novas em geral ultrapassam a unidade (apesar de um deles apresentar um valor de 0.99), o índice  $K_2O/Na_2O$  atribuir-lhes-ia origem crustal, ao contrário do que sucederia para o protólito do ortognaisse, o qual apresenta um valor de 0.22 para este parâmetro.

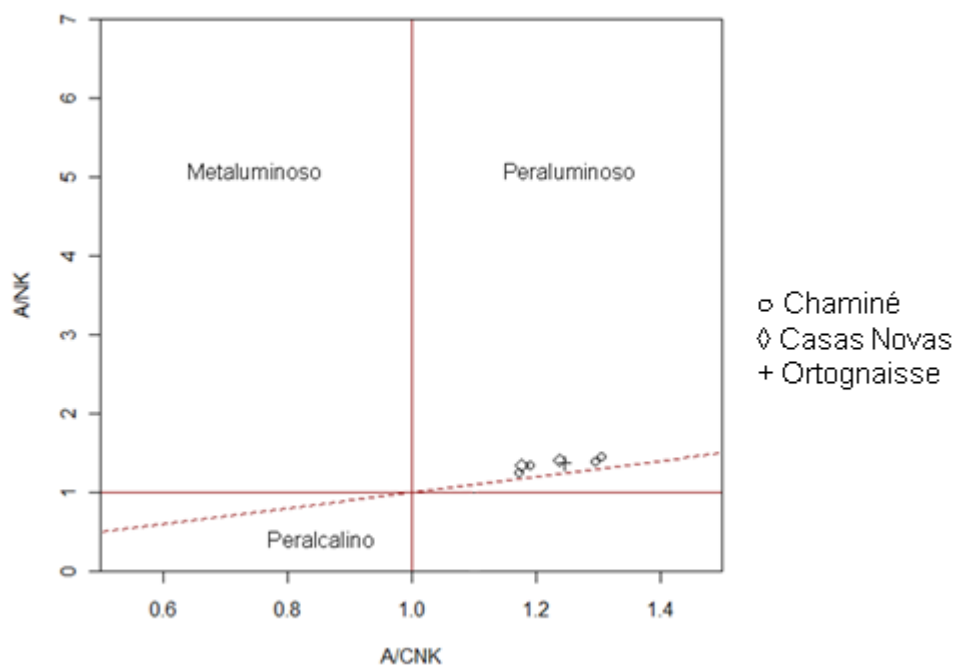


Figura 5.14: Diagrama de Shand (1943) para classificação da aluminosidade das rochas. A/CNK -  $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ; A/NK -  $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ; usam-se proporções molares.

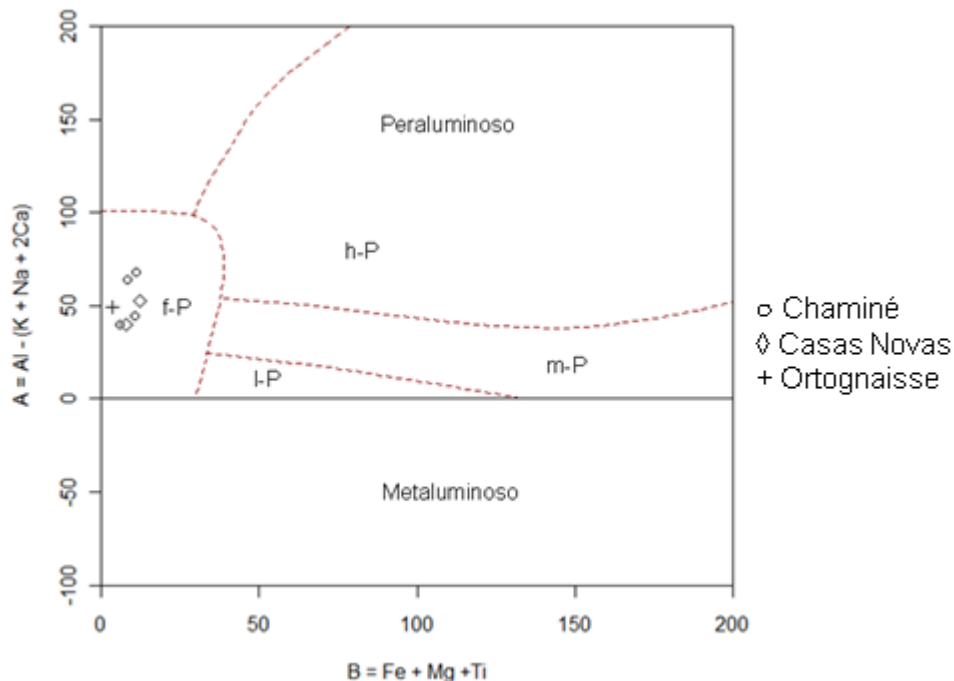


Figura 5.15: Diagrama A-B para classificação da aluminosidade de Debon & Le Fort (1983), modificado por Villaseca *et al.* (1998). Parâmetros obtidos através de proporções catiónicas. fP – fortemente peraluminoso; hP – altamente peraluminoso; m-P – mediamente peraluminoso; l-P – fracamente peraluminoso.

Whalen *et al.* (1987) criaram diagramas (figura 5.16) onde fazem a distinção entre granitoides de tipo I e S, considerados num grupo, e granitoides do tipo A, considerados noutra. Recorrendo a parâmetros que consideram unicamente elementos com pequena mobilidade, verifica-se que as amostras de Casas Novas e de Chaminé se projetam nos campos dos granitoides dos tipos I ou S, ao passo que o ortognaisse tem características de granitoide do tipo A, reforçando a diferença registada anteriormente. As conclusões a tirar destes diagramas devem ser tratadas com cautela, pois como afirmam os autores, as características geoquímicas de granitoides muito diferenciados, como aqui acontece, podem levar à sua projeção no campo de granitoides do tipo A, mesmo que gerados noutras situações. No entanto, os dados deste diagrama em relação ao OG são apoiados pelo diagrama de O'Connor (1965) no qual o ortognaisse era considerado como um trondhjemitó, rocha que se encontra frequentemente associada a ambientes anorogénicos. A idade câmbica atribuída aos ortognais da ZOM (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Chichorro, 2006), no qual se supõe ter predominado um ambiente tectónico anorogénico, está também de acordo com a possibilidade do OG ter como protólito um granitoide de tipo A. Aliás, amostras de anfibolitos da Formação de Monfurado, estudadas juntamente com outros metabasitos de idade paleozoica inferior

do Maciço de Évora, indicaram que os seus protólitos seriam basaltos e/ou gabros toleíticos cujas fontes mantélicas variariam entre as semelhantes aos dos N-MORB e as que registavam enriquecimento intraplaca, num ambiente anorogénico transtensional (Pereira *et al.*, 2004).

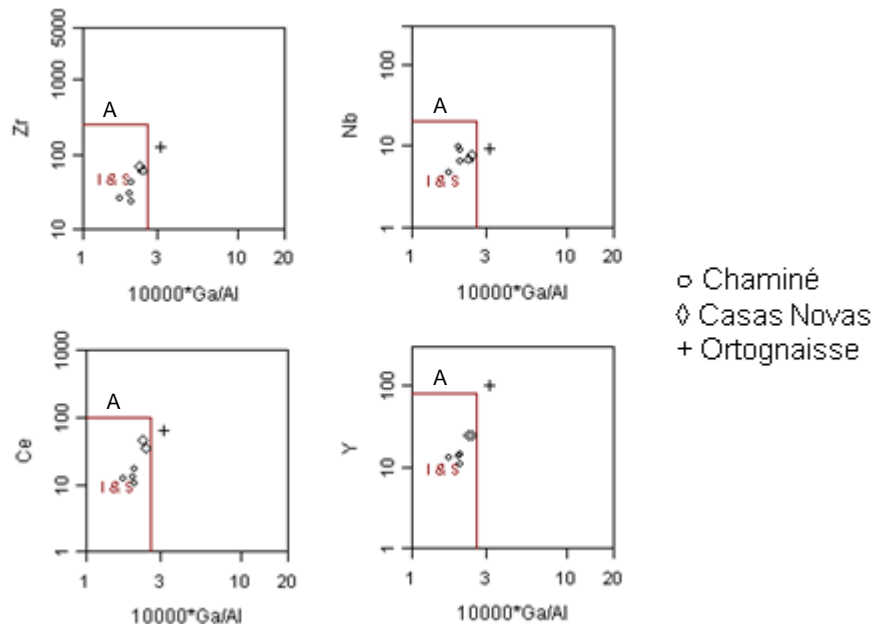


Figura 5.16: Diagramas binários elemento imóvel vs  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  (Whalen *et al.*, 1987). Concentrações em ppm.

### 5.3.2 Diagramas discriminantes de ambientes tectónicos

Para tentar caracterizar os ambientes tectónicos em que se teriam gerado os granitoides estudados, foi realizada a projeção das suas composições nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), representados na figura 5.17.

A projeção das amostras nos diagramas em que se considera o Rb, que é suscetível de ter sido mobilizado, revela que as de Casas Novas se situam no campo de ambiente de arco vulcânico, que as de Chaminé se distribuem ao longo da fronteira entre esse campo e o do ambiente sin-colisional e que a de ortognaisse se localiza no campo de ambiente intraplaca. A utilização dos diagramas em que se recorre exclusivamente a elementos pouco suscetíveis ao transporte em fluidos aquosos (Nb, Y, Ta e Yb) conduz, no essencial, aos mesmos resultados, com os granitos de Casas Novas apresentando características de rochas de arco vulcânico e os de Chaminé na transição entre os de arco vulcânico e os sin-colisionais, enquanto o ortognaisse se projeta num campo de ambiente anorogénico, embora agora seja o de crista oceânica.

Assim, estas projeções estão de acordo com as obtidas nos diagramas de Whalen *et al.* (1987), em que o ortognaiss já revelava características geoquímicas típicas de ambiente anorogénico, em contraposição aos granitos amostrados nas sondagens de Chaminé e Casas Novas.

Como referido acima, um ambiente anorogénico, com fonte mantélica de características transicionais entre as de crista oceânica e ambiente intraplaca, para o protólito do ortognaiss é facilmente enquadrável no contexto geológico em que ele se encontra. O aspeto geoquímico mais discrepante neste quadro é a sua peraluminosidade, a qual, contudo, talvez possa ser explicada por assimilação crustal e/ou efeitos da mobilidade dos álcalis durante os processos metamórficos. Refira-se, aliás, que na literatura já foram descritos granitos peraluminosos considerados de tipo A (Anderson & Thomas, 1985).

No que respeita aos granitos de Chaminé e Casas Novas, poder-se-á pensar, com base nas áreas em que se projetam nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), que eles se tivessem gerado em contextos geodinâmicos diferentes durante a orogenia varisca. Contudo, há que ter em atenção que as composições oligoelementares são função das fontes dos magmas e da sua história de fracionamento, o que, tendo relação com os ambientes tectónicos, não implica uma dependência exclusiva deles (Frost *et al.*, 2001; Gill, 2010). Deste modo, tendo em atenção que os dados de campo sugerem que os granitos sejam tardi-variscos, é mais provável que se tenham gerado em ambiente colisional, podendo as diferenças geoquímicas entre os de Chaminé e Casas Novas refletirem variações das importâncias relativas de fontes metassedimentares e fontes meta-ígneas ou mantélicas. Os granitos de Chaminé seriam, assim, os que teriam a assinatura de fonte metassedimentar mais marcada.

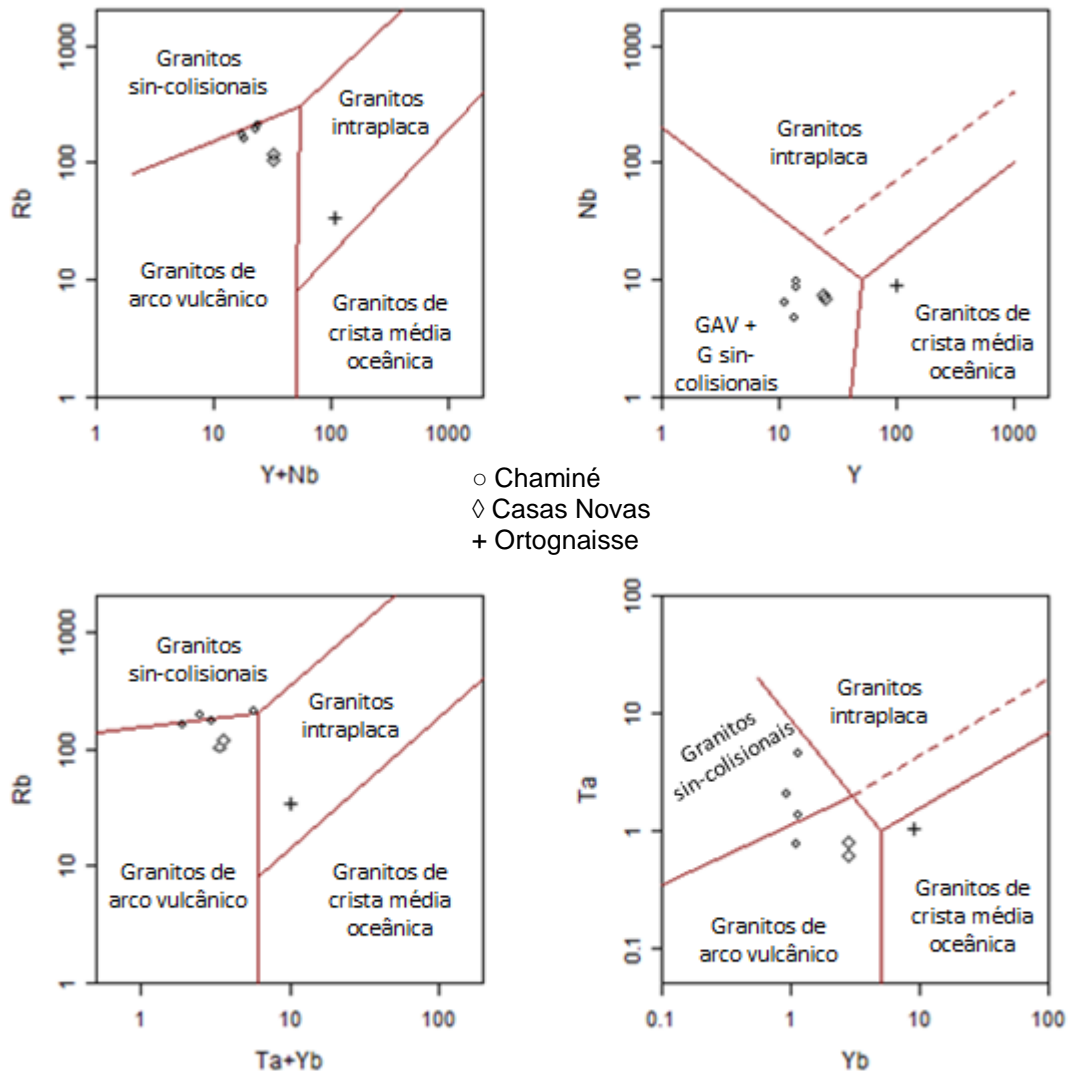


Figura 5.17: Projeção das amostras nos diagramas discriminantes de ambientes geotectónicos de Pearce *et al.* (1984). Teores em ppm. Simbologia: + ortognaisse; ○ Chaminé; ◇ Casas Novas.

### 5.3.3 Perfis normalizados de elementos das terras raras

A análise dos perfis de elementos das terras raras (ETR), normalizados para a composição condrítica proposta por Nakamura (1974), permite descortinar os três diferentes grupos referidos anteriormente (figura 5.18). Todos os perfis apresentam um enriquecimento relativo, se bem que pouco acentuado, de terras raras leves, como é testemunhado pelo parâmetro  $(La_n/Yb_n)$ , cujo valor varia de 3.62 a 4.79 nas amostras de Chaminé, de 4.15 e 5.34 em Casas Novas e é de 2.33 na amostra OG.

No caso do ortognaisse é de sublinhar a muito forte anomalia negativa de európio ( $Eu/Eu^* = 0.16$ ), a qual provavelmente indicará que o protólito desta rocha resultou da

cristalização de um magma muito diferenciado após importantes episódios de fracionamento de plagioclase (e, eventualmente, feldspato alcalino).

As amostras de Casas Novas apresentam também anomalia negativa de európio, mas com menos intensidade ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.34$  e  $0.41$ ), o que também parece indicar a fracionamento de feldspatos.

Quanto às amostras de Chaminé, distinguem-se das anteriores não só por terem concentrações menores de elementos das terras-raras (valor máximo de  $\sum \text{ETR}$  em Chaminé é de 45 ppm, enquanto o valor mínimo em Casas Novas é de 88 ppm), como ainda por apresentarem anomalias positivas de európio ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.04$  a  $1.55$ ), o que poderia resultar de ocorrência de acumulação de plagioclase e/ou feldspato alcalino. Em alternativa, também se pode considerar que estas rochas estão a testemunhar efeitos de processos na fonte crustal, em que os feldspatos tivessem contribuído significativamente para o fundido, gerando a anomalia positiva de európio, enquanto fases ricas de ETR (como poderia ser o caso da monazite, e/ou da allanite) teriam comportamento refratário, o que levaria às pequenas concentrações de ETR no magma.

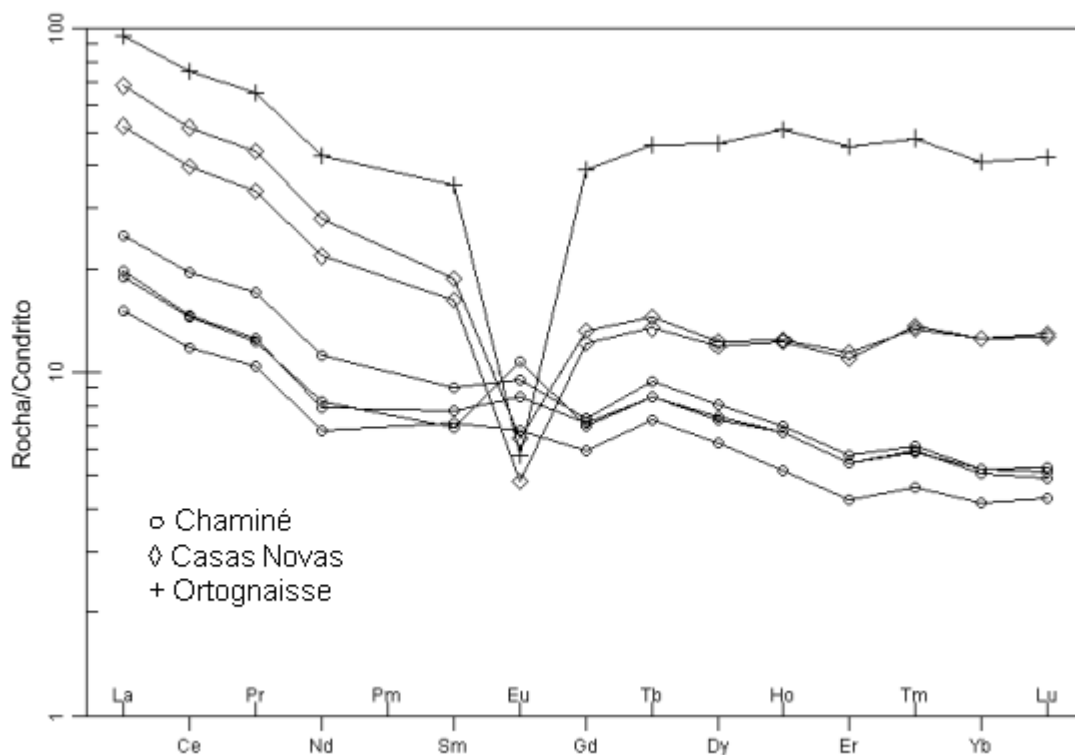


Figura 5.18: Padrões de terras raras normalizados em relação aos valores condríticos (Nakamura, 1974). Simbologia: + ortognaisse; o Chaminé; ◇ Casas Novas.



## **CAPÍTULO 6**

### **Geologia isotópica**

O estudo isotópico efetuado incidiu nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd e teve como finalidade principal obter informação geoquímica, em especial a que ajude a caracterizar as hipotéticas relações genéticas entre as várias litologias presentes na área estudada. A descrição das preparações física e química a que as amostras foram sujeitas, encontra-se no Anexo III.

#### **6.1 Isótopos radiogénicos como indicadores da petrogénese**

Cada elemento químico é identificado pelo seu número de protões,  $Z$ . Apesar do número de protões se manter inalterado para um dado elemento, o número de neutrões,  $N$ , pode variar. Desta forma, para um único elemento podem ocorrer átomos com números de massa diferentes, sendo que o número de massa,  $A$ , é o somatório dos protões e neutrões no núcleo de um átomo:  $Z + N = A$ .

Todos os átomos de elementos químicos que apresentem variações ao nível dos neutrões, são considerados como isótopos. Em geral, os elementos têm vários isótopos naturais, sendo a maioria instável e, portanto, decompondo-se para configurações mais estáveis (Faure, 1986).

O estudo dos isótopos radiogénicos permite aferir idades absolutas, no ramo que se designa por Geocronologia, mas também compreender certos processos petrogenéticos, nomeadamente no que se refere à caracterização de fontes e determinação de consaguinidade, no ramo da Geoquímica Isotópica.

Seguidamente, ao longo da secção 6.2, apresentam-se alguns aspetos fundamentais a ter em conta na geologia de isótopos radiogénicos, tendo-se recorrido a alguns dos livros de texto mais importantes sobre este assunto (Faure, 1986; Dickin, 2005; Faure & Mensing, 2005)

## 6.2 Aspetos fundamentais nos estudos de geologia isotópica

### 6.2.1 Mecanismos de decaimento radioativo

A definição usual de decaimento radioativo é a da ocorrência da transformação espontânea de um átomo de um elemento, considerado o isótopo-pai, para um átomo de um outro elemento, referido como isótopo-filho. O decaimento radioativo pode resultar numa alteração do número de prótons, no número de massa ou em ambos. A passagem de um átomo para outro dá-se devido a processos, que envolvem a emissão de matéria ou de energia, destacando-se dois mecanismos naturais mais importantes:

- 1) Emissão  $\alpha$ : Este processo envolve a emissão de uma partícula  $\alpha$ , constituída por dois prótons e dois neutrões, ou seja, o átomo-filho, terá menos dois prótons e menos dois neutrões que o isótopo-pai. Exemplo:  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{231}\text{Th} + ^4\text{He}$
- 2) Emissão  $\beta$ : Este tipo de emissão consiste na expulsão de uma partícula  $\beta$  (elétron de elevada energia) a partir de um neutrão, gerando-se, desta forma um novo próton no núcleo do átomo. Devido a este decaimento, o átomo-filho terá um número atómico com mais uma unidade do que o do isótopo-pai, mas mantendo-se inalterado o número de massa. Exemplo:  $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + e^-$

O decaimento radioativo caracteriza-se pelo facto de esse processo obedecer a uma lei física expressa por uma equação em que o parâmetro fundamental é a constante de decaimento ( $\lambda$ ). Se essa constante for conhecida com muito rigor e precisão torna-se possível medir o tempo geológico, recorrendo às proporções dos isótopos pai e filho.

Apesar de nos cálculos se usar o parâmetro  $\lambda$ , também é habitual fazer-se referência ao tempo de meia vida ( $t_{1/2}$ ), o qual se define como o período em que metade da quantidade do isótopo-pai se transforma em isótopo-filho. Sendo o tempo de meia-vida inversamente proporcional à constante de decaimento,  $t_{1/2}$  também é invariável para um determinado par de isótopos pai e filho, mas varia entre pares, podendo ir de frações de segundo até milhares de milhões de anos.

Equação do tempo de meia vida:  $t_{1/2} = \ln_{2/\lambda}$

onde,

$t_{1/2}$  - tempo de meia vida

$\lambda$  – constante de decaimento (definida para processo de decaimento)

Equação fundamental do decaimento radioativo:  $D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$

onde,

$\lambda$  – constante de decaimento

D – número total de átomos de isótopo radiogénico (filho)

$D_0$  – número total de átomos do isótopo radiogénico, na altura da formação do sistema em causa (nos processos geológicos, este sistema habitualmente trata-se de rocha ou mineral)

N – número de átomos de isótopo radioativo (pai), ao fim de um tempo t

t – tempo decorrido desde a formação do sistema

Os valores atribuídos a t apenas correspondem a idades de cristalização ou recristalização da rocha ou mineral, se se confirmarem as seguintes premissas (Rollinson, 1993):

- Não terem ocorrido ganhos ou perdas do isótopo-filho por processos que não sejam o de decaimento radioativo do isótopo-pai para o isótopo-filho
- A constante de decaimento do sistema isotópico em causa ser conhecida com grande exatidão
- Existirem condições para que se possa determinar a proporção de isótopo radiogénico incorporada na rocha ou mineral, no momento em que se deu a cristalização/recristalização
- Haver quantidades mensuráveis, pelos meios analíticos disponíveis, de isótopos pai e filho

### **6.2.2 Sistemas isotópicos usados para datação em geologia**

Grande parte dos isótopos radioativos apresentam constantes de decaimento muito grandes, o que significa tempos de meia-vida muito pequenos. Ora, devido a este facto,

esses isótopos rapidamente desaparecem de um sistema de longa duração, pelo que se tornam inúteis para a maioria dos casos em que se pretende fazer datação geocronológica. Os isótopos radioativos com tempos de meia-vida mais elevados, de que são dados exemplos significativos na tabela 6.1, são assim os habitualmente escolhidos para as datações com interesse geológico.

Tabela 6.1: Exemplos de alguns sistemas relevantes usados em geocronologia.

Isótopo Radioativo	Isótopo Radiogénico	Constante de decaimento	Tempo de meia vida
$^{40}\text{K}$	$^{40}\text{Ar}$	$5.81 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ <sup>(1)</sup>	11.93 Ga
$^{87}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}$	$1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ <sup>(2)</sup>	48.8 Ga
$^{147}\text{Sm}$	$^{143}\text{Nd}$	$6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ <sup>(3)</sup>	106 Ga
$^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$	$9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ <sup>(4)</sup>	703.8 Ma

<sup>(1)</sup> Beckinsale & Gale (1969)

<sup>(2)</sup> Steiger & Jäger (1977)

<sup>(3)</sup> Lugmair & Marti (1978)

<sup>(4)</sup> Jaffey *et al.* (1971)

#### 6.2.2.1 Sistema $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$ : Emissão $\beta$

O rubídeo apresenta dois isótopos naturais, o  $^{87}\text{Rb}$  que é radioativo e o  $^{85}\text{Rb}$  que é estável. Por outro lado, o Estrôncio tem quatro isótopos, sendo eles o  $^{84}\text{Sr}$ , o  $^{86}\text{Sr}$ , o  $^{88}\text{Sr}$  e o  $^{87}\text{Sr}$ . Este último é radiogénico, produzido por decaimento de  $^{87}\text{Rb}$ . A passagem do isótopo-pai,  $^{87}\text{Rb}$ , para o isótopo-filho,  $^{87}\text{Sr}$ , dá-se através de emissão  $\beta$ .

O  $\text{Sr}^{2+}$  tem um raio iónico de 1,13Å, pelo que pode substituir o  $\text{Ca}^{2+}$  (de raio 0,99Å) na estrutura cristalina de minerais como a plagioclase, apatite e/ou carbonatos de cálcio. Por outro lado, o  $\text{Rb}^{+}$  tem um raio de 1,48Å e substitui o  $\text{K}^{+}$  (1,33Å) em minerais como as micas, o feldspato potássico e/ou minerais de argila.

Nos processos magmáticos, o Rb tem um comportamento tipicamente bastante mais incompatível do que o Sr, o que faz com que se possam gerar assinaturas isotópicas de Sr bastantes distintas entre vários reservatórios e, até, entre litologias cogenéticas.

Tanto o Rb como o Sr são elementos de baixo potencial iónico, pelo que podem ser mobilizados por fluidos aquosos, o que causa limitações à utilização deste sistema isotópico, obrigando a cautela na interpretação dos resultados, particularmente quando há testemunhos de fenómenos posteriores à formação das rochas em estudo.

Ao aplicar a equação fundamental do decaimento radioativo, obtém-se:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

onde,

$$\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$$

No entanto, por espectrometria de massa, é mais fácil medir as razões entre isótopos do que a sua concentração absoluta, pelo que se divide toda a expressão por um dos isótopos estáveis, neste caso o  $^{86}\text{Sr}$ . Assim, a nova equação fica:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

As razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  são obtidas através da espectrometria de massa e o valor de  $\lambda$  é conhecido. Assim, ficam por determinar o valor de  $t$  e a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial.

Para rochas ígneas derivadas do mesmo magma parental (bem como para quaisquer materiais cogenéticos formados em condições de equilíbrio isotópico), verifica-se o seguinte:

- A razão inicial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  é igual
- Aquando da formação das rochas cogenéticas, a razão  $\text{Rb}/\text{Sr}$  varia de local para local em função de processos de fracionamento química-mineralógica, os quais, contudo, não interferem na razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  no momento da cristalização, pelo que a correlação entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (ordenadas) e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (abcissas) será uma reta horizontal
- Com o passar do tempo, as rochas onde a razão  $\text{Rb}/\text{Sr}$  for mais alta, terão um crescimento mais rápido da razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , havendo sempre uma correlação linear entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , mas com o declive da reta aumentando progressivamente

Deste modo, quando os dados de amostras de rochas cogenéticas são projetadas num diagrama isocrónico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , a idade  $t$  é calculada a partir do declive da reta, enquanto a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial corresponde ao valor da ordenada para a abcissa igual a zero.

#### 6.2.2.2 Sistema $^{147}\text{Sm}$ - $^{143}\text{Nd}$ : Emissão $\alpha$

O samário apresenta sete isótopos naturais:  $^{147}\text{Sm}$ , que é radioativo, e  $^{144}\text{Sm}$ ,  $^{148}\text{Sm}$ ,  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{152}\text{Sm}$  e  $^{154}\text{Sm}$ , que são estáveis.

O neodímio ocorre na natureza nas formas  $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$ ,  $^{150}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}$ , sendo o último o isótopo radiogénico produzido por decaimento de  $^{147}\text{Sm}$  com emissão de uma partícula  $\alpha$ .

O samário e o neodímio fazem parte de um grupo designado como elementos das terras raras, sendo ambos da categoria das leves (com relativamente pequenas massas atómicas, dentro daquele grupo). Apesar de os seus comportamentos geoquímicos serem semelhantes, habitualmente, durante os processos de génese de magmas, o Nd tende a ser mais incompatível que o Sm.

Os elementos pertencentes ao grupo das terras raras, ocorrem na natureza em proporções muito pequenas e, por isso, geralmente ou não formam minerais próprios ou, quando eles se constituem (monazite e allanite, por exemplo), a sua presença é escassa.

Tanto o Sm como o Nd são elementos muito pouco móveis em fluidos aquosos. Logo, o sistema Sm-Nd é menos afetado do que o sistema Rb-Sr por perturbações devidas a processos como metamorfismo, hidrotermalismo ou meteorização.

Ao aplicar-se a equação fundamental do decaimento radioativo, obtém-se para o sistema Sm-Nd:  $^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_0 + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda t} - 1)$ ,

onde,

$$t_{1/2} = 106 \text{ Ga}$$

$$\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$$

Pelos motivos já referidos a propósito do sistema Rb-Sr a expressão anterior é habitualmente dividida pela abundância de um isótopo estável, neste caso o  $^{144}\text{Nd}$ . Assim, a nova equação fica:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

Devido ao facto de o isótopo  $^{147}\text{Sm}$  ter um tempo de meia-vida muito longo, o sistema Sm-Nd, para efeitos geocronológicos, tem sido utilizado predominantemente na datação de rochas muito antigas. Outra limitação à sua utilização na obtenção de idades é a pequena variação das razões Sm/Nd na maior parte dos materiais geológicos (rochas e

minerais), o que dificulta o cálculo de parâmetros de retas em diagramas isocrónicos com erros aceitáveis.

Deste modo, grande parte da utilização do sistema Sm-Nd centra-se em estudos geoquímicos, onde é particularmente útil na discriminação de fontes de magmas parentais, no caso de rochas ígneas, de protólitos, no caso de rochas metamórficas, e de áreas de proveniência, no caso de sedimentos.

### 6.2.3 Notação Épsilon ( $\epsilon$ )

DePaolo & Wasserburg (1976) propuseram a utilização da notação épsilon para a apresentação das composições isotópicas de Nd, as quais registam tipicamente variações muito pequenas da razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Os valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  são calculados em relação ao reservatório condrítico uniforme (CHUR), através da seguinte fórmula

$$\epsilon_{\text{Nd}} = \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}}}{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \times 10^4$$

Nos diagramas de correlação isotópica discutidos mais adiante também os valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  serão apresentados seguindo esta notação.

A notação épsilon permite definir três situações distintas, que podem fornecer importantes informações sobre a fonte das amostras. Assim, se:

- $\epsilon$  positivo: a razão isotópica considerada é superior à do reservatório CHUR
- $\epsilon =$  zero: a razão isotópica considerada é igual à do reservatório CHUR
- $\epsilon$  negativo: a razão isotópica considerada é inferior à do reservatório CHUR

É conveniente, aqui, recordar os comportamentos geoquímicos diferentes dos elementos a que pertencem os isótopos radioativos e radiogénicos: no sistema Rb-Sr, o isótopo-pai é de um elemento mais incompatível do que aquele a que pertence o isótopo-filho; já no sistema Sm-Nd sucede o inverso. Assim, num reservatório mantélico empobrecido é de esperar que o  $\epsilon_{\text{Nd}}$  seja positivo e o  $\epsilon_{\text{Sr}}$  negativo, enquanto os reservatórios crustais têm carateristicamente valores negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  e positivos de  $\epsilon_{\text{Sr}}$ .

#### 6.2.4 Diagramas Nd-Sr de correlação isotópica

Os dados isotópicos de Nd e Sr são frequentemente utilizados para discriminar rochas derivadas de magmas primitivos gerados no manto, rochas formadas por anatexia crustal, casos em que ocorreu contaminação ou mistura de magmas, bem como outras situações em que seja possível identificar origens com assinaturas isotópicas características. Para tal, recorre-se a diagramas de correlação isotópica Nd-Sr, nos quais as composições isotópicas desses dois elementos podem ser apresentados usando quer as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  quer os valores de épsilon correspondentes. As representações mais usadas correspondem a  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ou  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs.  $\epsilon_{\text{Sr}}$  (ver figuras 6.6 e 6.7, referentes a este trabalho).

A área definida como *Mantle Array* é traçada com base no alinhamento de rochas máficas oceânicas (de modo a excluir-se a hipótese de contaminação crustal) e representa os principais reservatórios mantélicos. Os basaltos de crista média oceânica (MORB) apresentam razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  baixas e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  elevadas ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7035$  e  $\epsilon_{\text{Nd}} > +6$ , respetivamente). Estes dados indicam fontes mantélicas empobrecidas, ou seja, que terão sofrido previamente importante extração de magmas, o que causa aumento de Rb/Sr e redução de Sm/Nd. Com o tempo decorrido desde essa extração, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , apesar de crescerem ambas, afastam-se em sentidos opostos das razões (que também estão a crescer) da composição da Terra primitiva (ou do reservatório condritico): enquanto a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cresce mais devagar no reservatório dos MORB do que na composição da Terra primitiva, passa-se o oposto com a razão  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Por outro lado, os basaltos associados a ilhas oceânicas (OIB) são propícios a terem assinaturas relacionadas com reservatórios mantélicos enriquecidos e/ou primitivos com  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7030$  e  $\epsilon_{\text{Nd}} < +8$ . Já os basaltos continentais apresentam maior dispersão, que traduz os efeitos de assimilação da crosta continental pelos magmas mantélicos e, portanto, frequentemente afastam-se do *Mantle Array*.

As rochas crustais são caracterizadas por razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  elevadas e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  inferiores às referidas para o manto, com  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7050$  e  $\epsilon_{\text{Nd}} < 0$ .

#### 6.3 Apresentação e discussão dos dados isotópicos obtidos

Os resultados das análises isotópicas efetuadas no LGI-UA, que serão referidos e discutidos nesta secção, constam das tabelas incluídas no Anexo II.



O objetivo principal era o de utilizar essas análises na interpretação geoquímica das litologias estudadas. Contudo, tentou-se ainda verificar, apesar de as condições não serem favoráveis (por um lado, grande parte das litologias são metamórficas e, por outro lado, no que respeita aos granitoides, eles apresentam alteração e têm uma dispersão pequena da razão Rb/Sr), se os resultados poderiam dar algumas indicações geocronológicas.

### 6.3.1 Errócronas Rb-Sr

No ponto 6.2.2 já foram feitas referências aos princípios fundamentais da geocronologia Rb-Sr e aos diagramas isocrónicos. Um dos modos de avaliar a qualidade de uma isócrona é através do seu valor de MSWD (*Mean Squares Weighted Deviates*), a qual é uma medida do afastamento dos pontos projetados relativamente à reta de correlação. Para se poder considerar a linha traçada como isócrona, o valor de MSWD deve ser menor ou igual a 2.5 (Brooks *et al.*, 1992). Os mesmos autores propuseram o termo “errócrona” para uma correlação com MSWD superior a 2.5. Apesar das errócronas não poderem ser usadas para datar processos geológicos com exatidão, elas podem ser utilizadas, obviamente com muitas cautelas e requerendo boa fundamentação, na interpretação de processos geológicos.

A utilização dos dados isotópicos para obter isócronas foi infrutífera, pois ou os valores de MSWD são muito elevados (superiores a 2.5) ou o número de amostras utilizado foi muito reduzido (como no caso das de anfibolitos que eram só duas). Adicionalmente, as margens de erro dos valores de “idade” são também geralmente bastante grandes.

A errócrona obtida para o conjunto de granitoides variscos (ou seja, excluindo a amostra OG por ser antevarisca), apresenta um valor central de 341 milhões de anos (figura 6.1), ou seja, tipicamente varisco. Contudo, não só se obteve um valor grande de MSWD (= 80), como o erro relacionado com a “idade” também é muito elevado,  $\pm 170$  Ma. Estes últimos valores indicam ou (1) que os corpos granitoides analisados não são todos cogenéticos, ou (2) que houve uma perturbação pós-magmática do sistema Rb-Sr, ou (3) que se verificaram simultaneamente as duas hipóteses anteriores. A segunda hipótese parece ser corroborada pelos testemunhos de alteração hidrotermal observados nestas rochas.

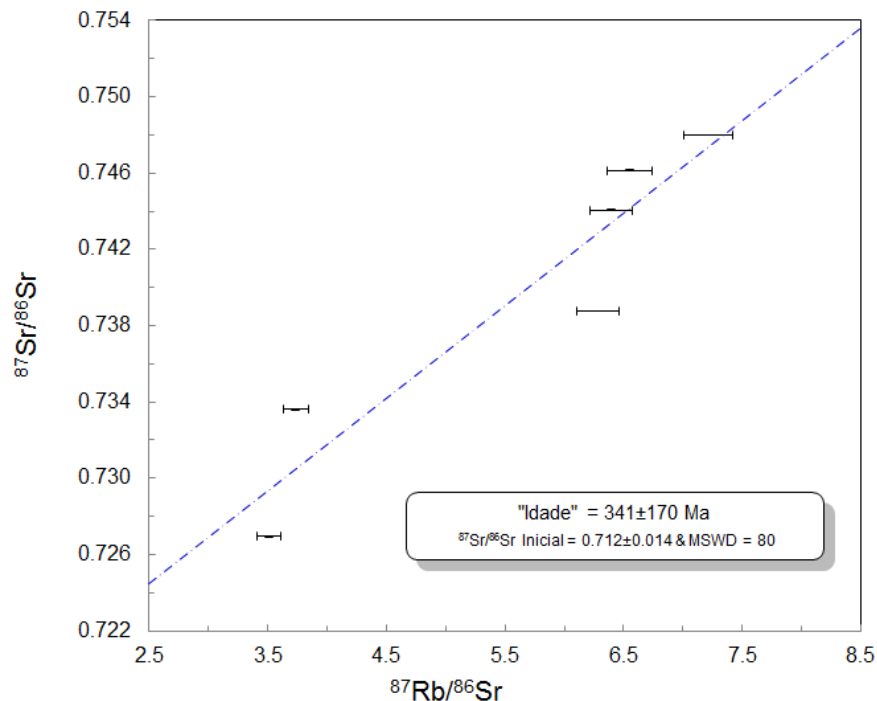


Figura 6.1: Errócrona dos granitoides tardi-variscos.

Uma análise atenta dos dados projetados no diagrama com a errócrona de todos os granitos (figura 6.1) permite considerar a hipótese de haver dois alinhamentos paralelos: um definido pelas amostras de Chaminé (figura 6.2) e outro pelas amostras de Casas Novas (figura 6.3). As “idades” centrais são muito semelhantes (294 e 298 Ma), mas os erros que as afetam, se bem que menores do que para a errócrona da totalidade dos granitos, continuam a ser grandes ( $\pm 78$  e  $\pm 21$  Ma). No caso de Chaminé o MSWD é de 3.6 (quatro amostras), enquanto no de Casas Novas é zero, mas tal resulta de serem somente duas amostras.

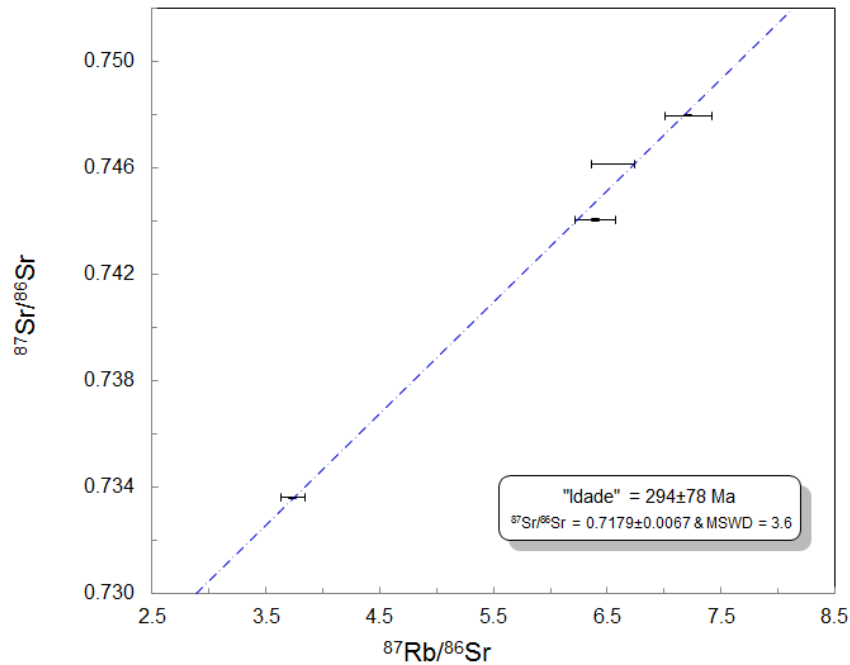


Figura 6.2: Errócrona dos granitoides de Chaminé.

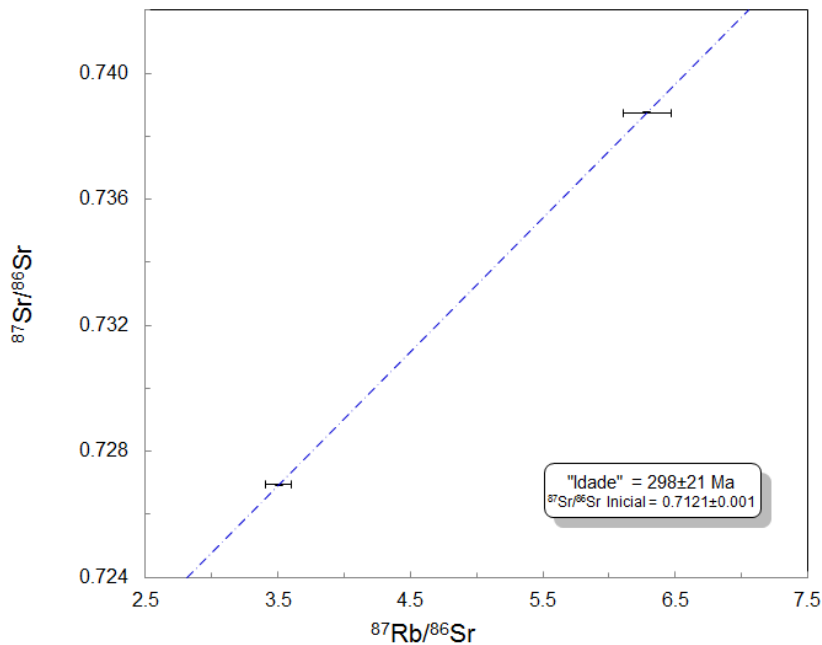


Figura 6.3: Errócrona dos granitoides de Casas Novas.

Vários autores (e.g.: Sanchez Carretero *et al.*, 1990; Casquet & Galindo, 2004; Moita *et al.*, 2005) referem que, na ZOM, o plutonismo granítico varisco sin-tectónico ocorreu entre os 350 e os 320 Ma enquanto os granitos tardi-tectónicos tendem a ter idades próximas dos 300 Ma.

Os dados agora obtidos sugerem que as litologias graníticas de Casas Novas e Chaminé não devem resultar de evolução a partir de um único magma mais primitivo ou,

pelo menos, que houve processos tardios que apagaram os testemunhos dessa hipotética consanguinidade. Contudo, separando as amostras pelo local de colheita, os resultados parecem apontar para uma forte influência de processos tardi-variscos. A informação petrográfica sugere que a própria cristalização dos granitos fosse tardi-varisca, pelo que é possível que as “idades” obtidas para as duas localidades separadamente sejam fortemente influenciadas pelas idades reais dos processos de instalação. Contudo, a existência de alteração hidrotermal nessas rochas não permite excluir a hipótese de elas serem um produto deste último processo.

Para os anfibolitos obteve-se uma linha, utilizando apenas dois pontos, que corresponde a uma “idade” de  $608 \pm 38$  Ma (figura 6.4). Visto que estas amostras são de rochas da Série Negra, considerada do Neoproterozoico (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994), seria tentador considerar o resultado agora apresentado como representando uma datação da cristalização dos protólitos ígneos dos anfibolitos. Mas, mais uma vez, há que ter cautela na interpretação dos resultados, pois com quaisquer duas amostras se obtém uma reta independentemente de as rochas serem ou não cogenéticas. Adicionalmente, a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial para os anfibolitos considerando a idade de 608 Ma é de 0.70602, correspondendo a  $\epsilon_{\text{Sr}_{608\text{Ma}}} = +32$ , o que é um valor elevado para rochas derivadas de magmas parentais mantélicos (não só as rochas são máficas, como os seus valores de  $\epsilon_{\text{Nd}_{608\text{Ma}}}$  (+3.4 e +5.1) são elevados. Assim, ou (1) o valor de  $608 \pm 38$  Ma é um resultado fortuito que só casualmente corresponde a uma idade realista, ou (2) ocorreu uma reequilíbrio muito forte do sistema Rb-Sr (alteração hidrotermal em ambiente submarino?) pouco depois da cristalização dos magmas máficos, pelo que se estaria a obter uma idade desse reequilíbrio. Com os dados atuais, não se consegue optar entre essas duas hipóteses.

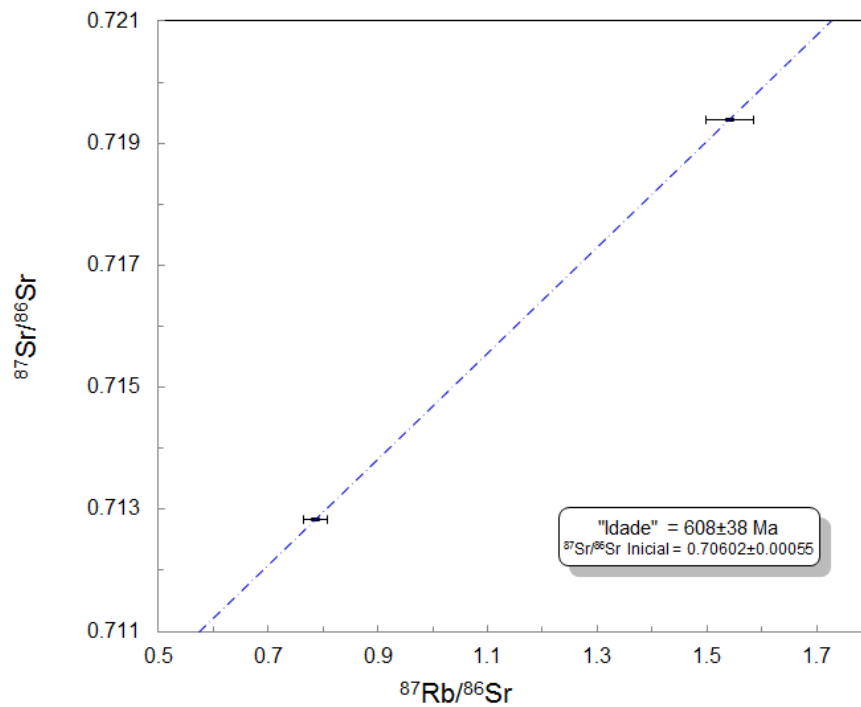


Figura 6.4: Errócrona dos anfibolitos da Série Negra.

As amostras de metassedimentos da Série Negra, por seu turno, originam uma errócrona de “idade”  $355 \pm 66\text{Ma}$ , com um MSWD de 52 (Figura 6.5). Já seria de prever que não se obteria uma isócrona representativa da formação dos protólitos, pois os processos sedimentares só raramente são datados diretamente usando isótopos radiogênicos (Faure & Mensing, 2005). Além disso, o metamorfismo de metassedimentos envolve tipicamente a circulação de fluidos aquosos, os quais podem transportar elementos como o Rb e o Sr. A errócrona obtida parece indicar precisamente uma forte influência de um reajustamento do sistema Rb-Sr durante a orogenia varisca, embora o valor central, por si só, não deva ser encarado como marcando um episódio preciso.

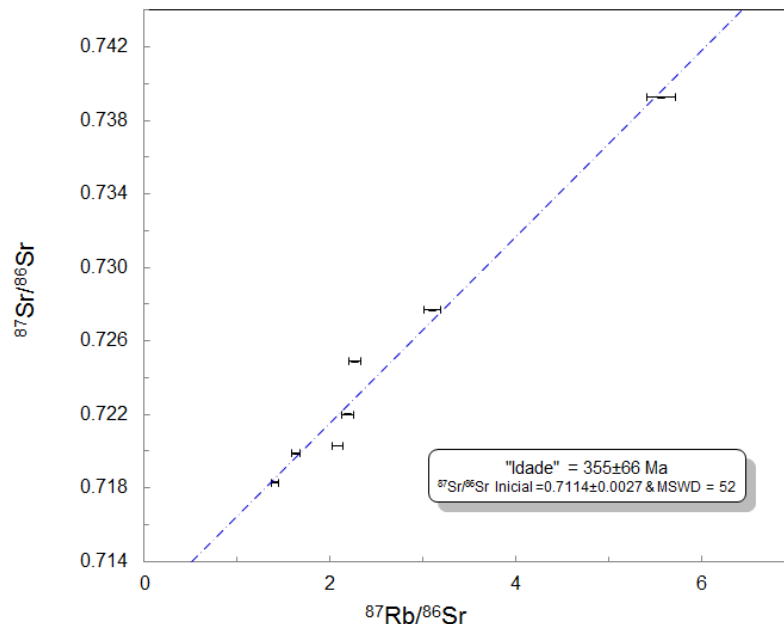


Figura 6. 5: Errócrona dos metassedimentos da Série Negra.

### 6.3.2 Diagramas de correlação isotópica $\epsilon\text{Nd}$ vs $\epsilon\text{Sr}$

Como referido atrás, os granitoides variscos sintectónicos na ZOM, parecem ter-se instalado predominantemente entre os 350 e 320Ma. Assim, e tendo ainda em consideração que os granitos estudados parecem ser tardi-variscos, para os diagramas de correlação isotópica foram escolhidas idades de 300 Ma e 320 Ma (figuras 6.6 e 6.7, respetivamente). Contudo, não é de descartar totalmente a hipótese de os granitos agora analisados poderem ser na realidade um pouco mais antigos, pois a presença ou ausência de texturas orientadas em rochas ígneas do Maciço de Évora parece ser condicionada por fatores locais (Pereira *et al.*, 2013). Tendo em atenção que, numa área próxima (plutão dos Hospitais, Montemor-o-Novo), rochas ígneas com foliação mesoscópica paralela às estruturas variscas têm idade de 337 Ma (Moita *et al.*, 2013), este último valor deverá ser o máximo possível para as rochas aqui em consideração.

A representação das amostras nos diagramas  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $\epsilon\text{Sr}$  (figuras 6.6 e 6.7) permite verificar que os granitoides variscos se projetam em dois grupos separados, o que está de acordo com a distinção já referida na secção anterior entre os de Casas Novas e Chaminé. Essa separação deve-se principalmente às diferenças nos valores de  $\epsilon\text{Sr}$ , o qual é mais baixo em Casas Novas ( $+85 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +97$ ) do que em Chaminé ( $+153 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +177$ ). Na composição isotópica de Nd, também não há sobreposição, embora o afastamento seja pequeno,  $-7.4 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -6.7$ , em Casas Novas;  $-9.0 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.2$ , em Chaminé.

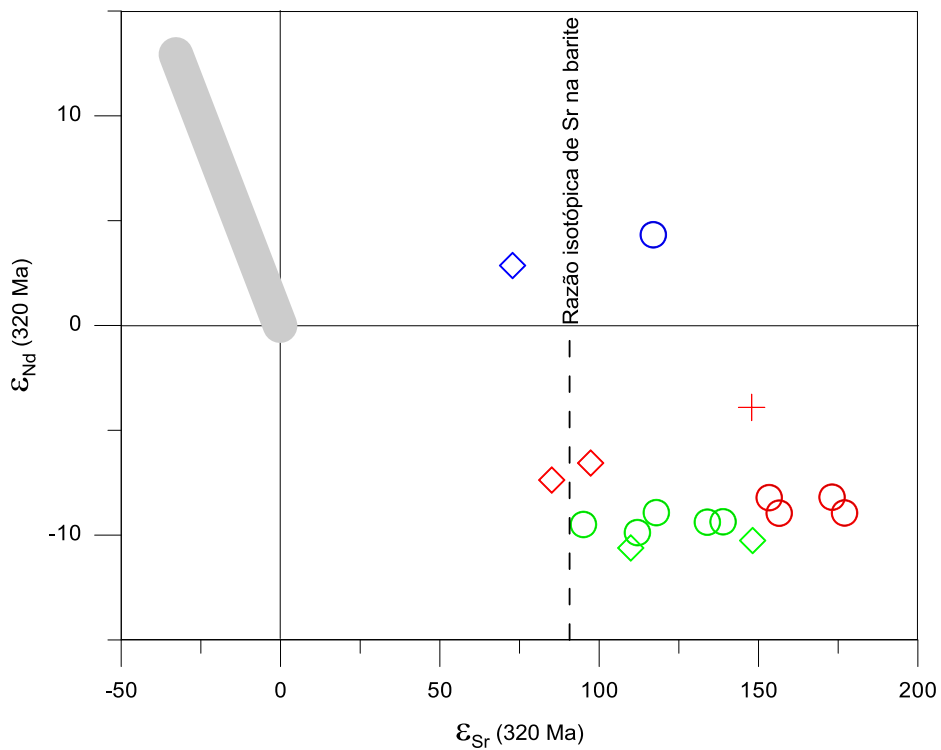
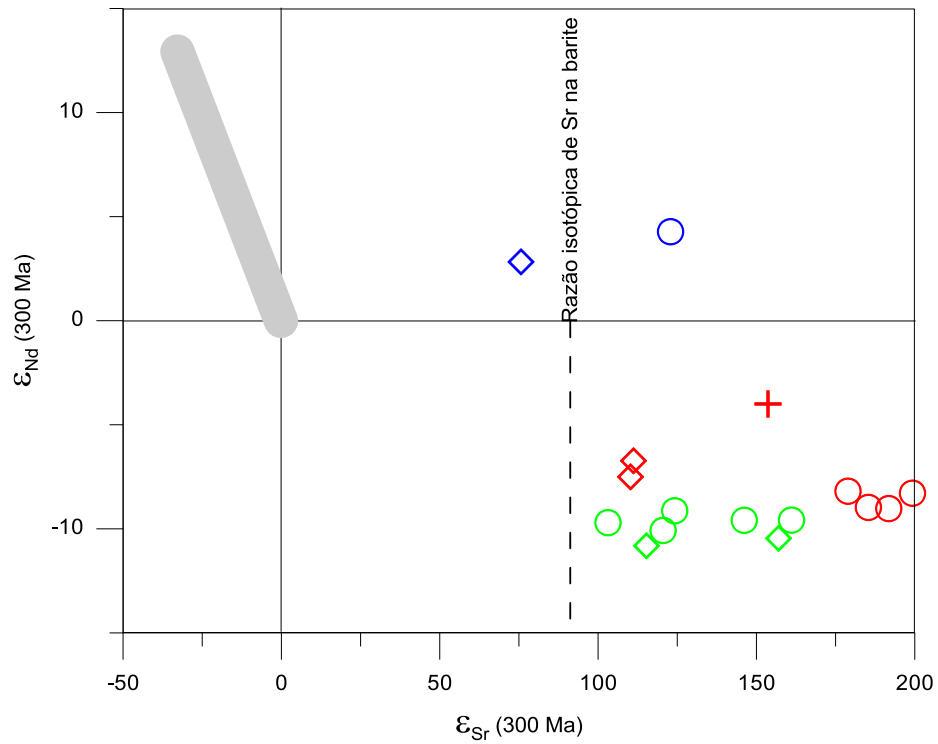
Os metassedimentos ( $-10.6 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.9$ ;  $+95 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +148$ ) espalham-se entre as localizações ocupadas pelos dois grupos de granitoides. No seu conjunto, os granitos e os metassedimentos agora estudados parecem ocupar uma área contínua, a qual, por seu turno, está dentro do campo já definido para os metassedimentos precâmbrios e câmbrios da ZOM (e.g.: Casquet & Galindo, 2004; Moita *et al.*, 2009). Assim, os granitos têm uma assinatura indicando uma forte relação com fontes metassedimentares, as quais provavelmente serão composicionalmente muito semelhantes aos metapelitos encaixantes. Os dados isotópicos confirmam, deste modo, as conclusões já obtidas com base na petrografia e na geoquímica elementar de que os granitos estudados são do tipo S. No caso dos de Chaminé eles serão puramente anatéticos. No caso dos de Casas Novas, poder-se-á colocar a hipótese de a sua localização nos diagramas  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $\epsilon\text{Sr}$  se dever ao efeito de fundidos anatéticos se terem misturado com pequenas proporções de magmas mais máficos. Contudo, o campo de composições metassedimentares apresentado por Casquet & Galindo (2004) estende-se até à área onde se projetam os granitos de Casas Novas, pelo que estes também poderão representar fundidos anatéticos sem mistura. A verificar-se a última hipótese, teriam existido duas fontes metassedimentares diferentes para os magmas representados em Chaminé e Casas Novas.

O ortogneisse, cujo protólito terá sido uma rocha granitoide antevárisca, apresenta valores de  $\epsilon\text{Nd}$  superiores aos dos granitos para qualquer idade, com significado geológico, que se considere (em torno de -3.9 para idades váriscas; -2.6 para 600 Ma), confirmando que, apesar do seu protólito também dever ter influência crustal, o granitoide que deu origem ao ortogneisse OG era geoquimicamente, e não só cronologicamente, bastante distinto dos granitos tardi-váriscos. Tendo em atenção a idade antevárisca de OG e a hipótese de o Rb e/ou o Sr terem sido mobilizados por fluidos aquosos em vários eventos, torna-se difícil concluir qual a assinatura isotópica de Sr do protólito de OG. Assumindo total imobilidade daqueles elementos em OG,  $\epsilon\text{Sr}_{600\text{Ma}} = +66$ .

Os anfibolitos apresentam valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}$ , quer para idades váriscas ( $+2.9 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq +4.3$ ), quer para idades neoproterozóicas ( $+3.4 \leq \epsilon\text{Nd}_{608\text{Ma}} \leq +5.1$ ). Os valores de  $\epsilon\text{Sr}$  também são positivos ( $+71 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +114$ ;  $\epsilon\text{Sr}_{608\text{Ma}} = +32$ ). Os basaltos de arco podem afastar-se do *Mantle Array* para valores relativamente enriquecidos em Sr radiogénico (e.g.: DePaolo, 1988; Dickin, 2005; Faure & Mensing, 2005). Contudo, não é habitual atingirem-se valores tão positivos de  $\epsilon\text{Sr}$ , exceto com alguma interferência pós-magmática, como discutido em 6.3.1.

Nos diagramas  $\epsilon\text{Nd}$  vs  $\epsilon\text{Sr}$  projetou-se ainda uma linha correspondendo a uma análise de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  feita numa amostra de veio de barite, colhida na zona de Ligeiro. Visto que esse veio, como é de esperar, é muito rico de Sr e praticamente desprovido de Rb, o valor obtido de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.710511) pode ser considerado constante. Como as concentrações de Nd na barite são extremamente baixas, não foi possível fazer análise isotópica deste elemento, o que explica que a composição de barite seja representada por uma linha vertical. Com a barite, procurou-se obter alguma informação sobre a composição isotópica (neste caso, de Sr) dos fluidos mineralizantes que atuaram na zona de estudo. O resultado obtido não deixa dúvidas de que esses fluidos provêm de metassedimentos (e/ou de granitos de tipo S cuja assinatura isotópica inicial é, obviamente, coincidente com a dos metassedimentos). Uma hipótese plausível é a de que os fluidos resultem de reações de desidratação nos metassedimentos e tenham sido canalizados preferencialmente ao longo da zona de cisalhamento. No diagrama para 300 Ma (figura 6.6), o valor de  $\epsilon\text{Sr}$  na barite é inferior a todos os registados nas amostras de metapelitos e granitos, pelo que, a ser essa a idade da mineralização, a fonte dos fluidos mineralizantes, apesar de corresponder a crusta metassedimentar, seria, em termos de isótopos de Sr, ligeiramente menos radiogénica do que as rochas encaixantes das mineralizações. Contudo, se a idade for mais antiga, como 320 Ma (figura 6.7) ou superior, verifica-se que a razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  da barite já começa a estar dentro do campo dos metassedimentos e granitos da área estudada. A barite faz parte do último evento mineralizante na área.





Figuras 6.6 (em cima) e 6.7 (em baixo): Diagramas de correlação isotópica  $\epsilon_{Nd}$  vs  $\epsilon_{Sr}$ , para as idades de 300 Ma e 320 Ma, respetivamente. A linha a tracejado marca a razão de Sr na barite e a linha cinzenta a composição considerada para o *Mantle Array*. Simbologia: + OG; o Chaminé; ◇ Casas Novas; vermelho – granitoides; verde – metassedimentos; azul – metabasitos.

### 6.3.3 Idades Modelo

Tendo em conta que em muitos processos geológicos na crosta a fracionamento da razão Sm/Nd é mínima, o sistema Sm-Nd é frequentemente utilizado para o cálculo de um parâmetro designado “idade modelo”. As idades modelo são calculadas recorrendo às composições de rochas granitoides e/ou de rochas (meta-) sedimentares detríticas e elas indicarão a idade média de extração da porção crustal analisada a partir de um reservatório mantélico. Assim, uma idade modelo não é uma datação da rocha, mas antes um parâmetro que contribui para caracterizar o tipo de crosta de uma determinada região, sendo frequentemente utilizado na distinção de províncias crustais de extensas áreas continentais. Há dois tipos principais de idades modelo:  $T_{CHUR}$  e  $T_{DM}$  consoante se considere um reservatório condritico ou um reservatório mantélico empobrecido, respetivamente. Uma idade modelo  $T_{CHUR}$  é calculada recorrendo à seguinte fórmula:

$$T_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{amostra}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}} \right]$$

Os valores habitualmente adotados para a composição do manto condritico são os sugeridos por Wasserburg *et al.* (1981):

$$\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR} = 0.512638 \quad \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR} = 0.1967$$

Seguindo as conclusões de DePaolo (1981), de acordo com as quais não é plausível que a maior parte da crosta se forme a partir de manto condritico, as idades modelo mais utilizadas são as  $T_{DM}$ . Estas últimas podem ser calculadas de duas maneiras: a) usando uma fórmula análoga à apresentada para  $T_{CHUR}$  (obviamente substituindo as razões isotópicas do manto condritico pelas do manto empobrecido), caso se assuma uma diferenciação episódica do manto empobrecido relativamente ao condritico; b) determinando a interseção da linha de evolução isotópica da rocha analisada com a curva, tal como proposto por DePaolo (1981), descrita por  $\epsilon_{Nd}(T) = 0.25T^2 + 3T + 8.5$ , em que  $T$  é a idade, considerando um processo contínuo de crescimento do reservatório empobrecido.

Nas amostras estudadas, os valores de  $T_{DM}$  apresentados na tabela 6.2 foram calculados recorrendo a equação análoga à apresentada para  $T_{CHUR}$  e assumindo os valores propostos por Michard *et al.* (1985):

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} = 0.513114 \quad \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{DM} = 0.222$$

Para obviar aos efeitos de eventual fracionamento da razão Sm/Nd durante processos de metamorfismo ou de petrogénese magmática, só são consideradas como significativas as idades modelo de rochas com  $0.11 \leq ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \leq 0.15$  (Rudnick, 1990). Tendo isto em atenção, os anfibolitos são excluídos, como é comum acontecer com as rochas máficas, bem como o ortogneisse pré-varisco e a maioria dos granitoides. Com efeito só duas amostras de granitos (CR-201590 e CR-201645, ambas de Casas Novas) têm razão  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  inferior ou igual a 0.15, revelando que na génese da maioria das rochas ígneas félsicas ocorreram processos em que fases ricas de terras-raras leves ou foram refratárias durante a anatexia crustal ou participaram na cristalização fracionada durante a evolução magmática.

Recorrendo aos valores de  $T_{DM}$  obtidos nos metassedimentos e nos granitos de Casas Novas, verifica-se que eles se distribuem entre 1.58 e 1.91 Ga. Se for excluído o valor mais elevado (que, aliás, foi obtido num granito com  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  igual a 0.15) a variação de  $T_{DM}$  fica restrita ao intervalo entre 1.58 e 1.72 Ga. Os resultados obtidos estão de acordo com o que se conhece de várias áreas da cadeia varisca europeia (e.g.: Downes & Duthou, 1988; Beetsma, 1995).

Considerando o significado atribuído às idades modelo, já referido acima, os resultados agora obtidos indicam que as rochas dominantes na área estudada são em grande parte produtos de remobilização de crosta continental cujos componentes mais antigos teriam, no mínimo, uma idade paleoproterozoica.

Na figura 6.8 é apresentado um diagrama  $\epsilon\text{Nd}$  vs tempo geológico onde apenas se representam as amostras que se encontram a negrito (e os anfibolitos) na tabela 6.2.

Tabela 6.2: Valores de  $T_{DM}$  obtidos nas amostras estudadas. A negrito assinalam-se os valores obtidos em amostras com  $0.11 \leq {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} \leq 0.15$ .

Metassedimentos	T(DM) Ma	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$
<b>CR-200538</b>	<b>1581</b>	<b>0.116</b>
<b>CR-200547</b>	<b>1685</b>	<b>0.119</b>
<b>CR-201472</b>	<b>1559</b>	<b>0.111</b>
<b>CR-201512</b>	<b>1601</b>	<b>0.114</b>
<b>CR-201543</b>	<b>1606</b>	<b>0.115</b>
<b>CR-201611</b>	<b>1724</b>	<b>0.117</b>
<b>CR-201660</b>	<b>1718</b>	<b>0.119</b>

Anfibolitos	T(DM) Ma	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$
CR-200593	988	0.176
CR-201551	1413	0.184

Ortognaisse	T(DM) Ma	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$
OG	1832	0.159

Granitoides tardi-variscos	T(DM) Ma	${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$
CR-200605	2588	0.163
CR-200618	2306	0.158
CR-201483	4402	0.189
CR-201514	7494	0.204
<b>CR-201590</b>	<b>1913</b>	<b>0.146</b>
<b>CR-201645</b>	<b>1582</b>	<b>0.131</b>

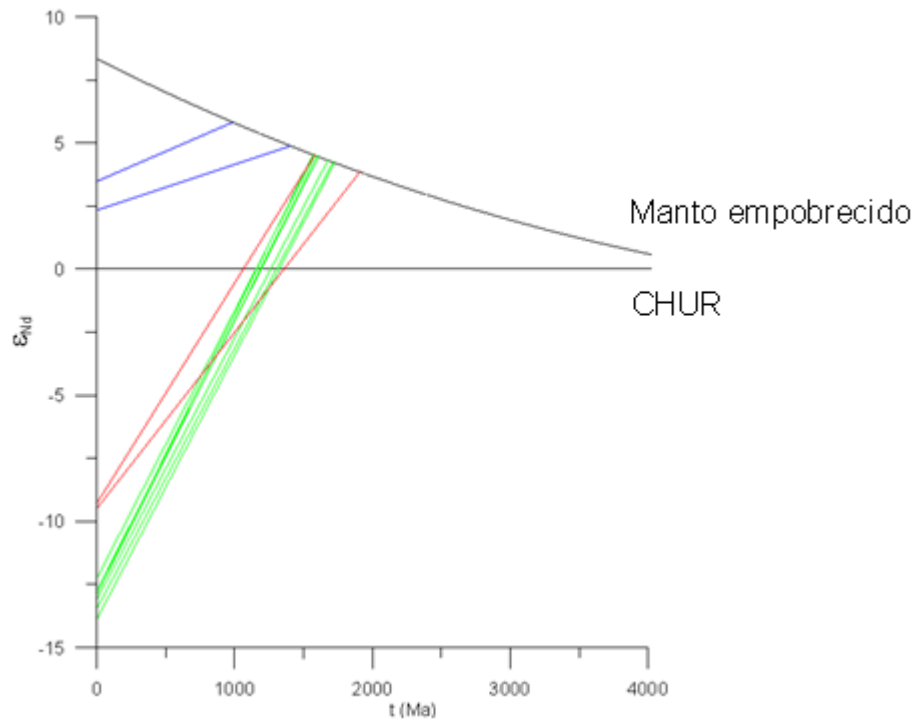


Figura 6.8: Diagrama  $\epsilon_{Nd}$  vs tempo geológico. Simbologia: vermelho – granitoides variscos de Casas Novas; verde – metassedimentos; azul - metabasitos. Os granitoides variscos de Chaminé e o ortognaisse pré-varisco não estão representados por terem  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} > 0.15$ . Os metabasitos também têm valores elevados de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , mas eles foram representados para ilustrar que os seus protólitos deverão ter resultado de magmas provenientes de uma porção do manto que, tendo em conta a sua idade neoproterozoica, deveria ser moderadamente empobrecida. A curva que representa o manto empobrecido foi traçada de acordo com a equação de DePaolo (1981). As interseções das linhas que representam as rochas com essa curva estão muito próximas dos valores de TDM obtidos com a composição do manto empobrecido proposta por Michard et al. (1985), tal como já havia sido verificado por Beetsma (1995).

## **CAPÍTULO 7**

### **Trabalhos desenvolvidos na empresa**

No período de estágio na empresa Colt Resources (de outubro de 2012 até março de 2013) o autor desta dissertação participou em vários trabalhos, de entre os quais se podem citar a elaboração de *logs* de sondagem, a recolha de amostras de solo e de rocha para análise e a prospeção *in situ* de zonas potencialmente importantes para uma futura exploração de ouro.

A Colt Resources (empresa de origem canadiana) é considerada como uma das principais empresas no campo da prospeção e desenvolvimento mineiro de ouro e tungsténio a atuar em Portugal. Os principais centros de gestão das suas atividades em Portugal estão divididos entre as delegações nas principais zonas de prospeção (Tabuaço e Santiago do Escoural) e o escritório administrativo situado em Sintra, os quais respondem perante a sede central da empresa, em Montreal (Canadá).

Neste momento, os projetos mais avançados, para os quais a empresa já obteve licenças de exploração experimental, são o de tungsténio de Tabuaço e o de ouro da Boa-Fé (Montemor-o-Novo), ao qual o presente trabalho se encontra ligado.

#### **7.1 Acompanhamento de atividades de prospeção: sondagens**

Em áreas de grande potencial para a exploração mineira as sondagens são um meio de prospeção obviamente indispensável. Na área em estudo, as sondagens que estavam a ser efetuadas eram diamantadas com recuperação do testemunho para que se possa proceder ao seu estudo posterior. O acompanhamento das sondas em atividade tem que ser feito diariamente e envolve a análise de vários parâmetros, sob pena de ocorrer um mau manuseamento e/ou erros associados nas sondas.

As sondagens são planeadas de antemão pelos geólogos da empresa, sendo definidos o local, a orientação e a profundidade das sondagens, normalmente definidas numa malha, tanto mais apertada quanto maior for o grau de fiabilidade de informação requerido.

A marcação de uma sondagem no campo faz-se através da sinalização do local com uma estaca, procedendo-se depois à verticalização ou alinhamento da sonda, consoante se pretenda efetuar uma sondagem vertical ou não vertical, respetivamente. Para as variações de alinhamento, usa-se a bússola (figura 7.2). Depois da sondagem começar, deve-se marcar a profundidade a que chega em cada dia. Ainda no local da sondagem, é

feita uma análise preliminar das litologias presentes nos testemunhos recuperados, de modo a verificar se as litologias amostradas correspondem àquilo que era esperado com base nas previsões feitas. A análise destes critérios permite considerar a paragem ou não da operação.

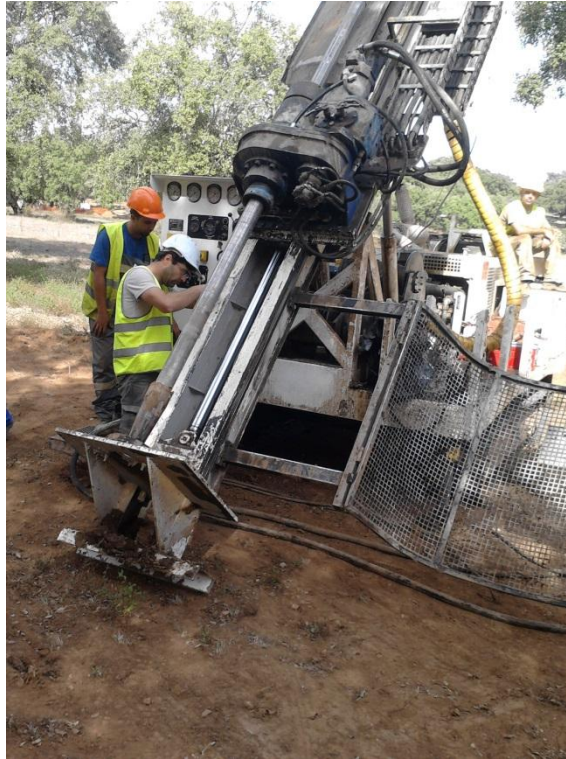


Figura 7.1: Medição da orientação de uma sondagem não vertical no campo.

Os testemunhos de sondagem são recuperados através do método *wire-line* ou do método convencional.

O método convencional é caracterizado pela existência de uma mola ligada à vara e que faz a retenção dos testemunhos. A recuperação dá-se com a retirada de todas as varas do solo, encontrando-se o testemunho na última vara (a mais profunda). Como este procedimento é demorado, ele é preferencialmente utilizado a pequenas profundidades, em especial em sondagens geotécnicas.

O método *wire-line* caracteriza-se pela utilização de um barrilete (vara de menor diâmetro) dentro das varas maiores, com a coroa ligada à primeira vara. O testemunho é obtido içando-se o barrilete, que depois é novamente colocado para se prosseguir com a sondagem. Como apenas se retira o barrilete para a recuperação do testemunho, este é um método de maior rapidez quando comparado com o anterior, sendo utilizado, portanto, em sondagens em que se planeia atingir maiores profundidades. Outra das

vantagens deste método reside no facto de não existirem riscos de colapso das paredes do furo (normal em zonas fraturadas e de nível freático), pois este encontra-se protegido ao longo de toda a sondagem.

A uma sondagem unicamente rotativa com recuperação do testemunho dá-se o nome de sondagem diamantada. Apesar da designação de sondagem diamantada, não é certo que se utilizem apenas coroas diamantadas. Na realidade, utilizam-se três tipos de coroas, sendo elas coroas com diamantes incrustados, coroas impregnadas com diamantes e coroas de carboneto de tungsténio. A utilização de uma determinada coroa encontra-se relacionada com um determinado tipo de situação, sendo a decisão da coroa a utilizar do técnico a operar no terreno.

## 7.2 Logs de sondagem

*Log* é um estrangeirismo de origem inglesa que designa a análise, descrição e registo de sondagens. A análise de uma sondagem deve ser detalhada, pois esta é uma operação que envolve elevados custos.

Quando se recuperam os testemunhos de sondagem, estes devem ser analisados nas suas respetivas caixas de recuperação. Desta forma, o geólogo responsável pelo *log* deve anotar uma série de informações relativas aos testemunhos. Essas informações incidem sobre parâmetros técnicos do furo em si (*Collar*), geotécnicos (*Geotechnical*), geológicos (*Geology*), de medidas da densidade (*Specific Gravity*) e da amostragem (*Sampling*), e devem ser preenchidos em folhas próprias criadas pela empresa Colt Resources. De seguida encontram-se descritas as informações a serem colocadas em cada folha. Um exemplo de parte de um *log* de sondagem pode ser visto no Anexo IV.

Os aspetos registados num *log* são referidos a seguir, usando-se as expressões inglesas que constam nos documentos de trabalho da empresa.

### *Collar*

Nesta página encontram-se inscritos os aspetos gerais do furo, ou seja, a sua identificação, o nome do projeto, o tipo de perfuração utilizada, as datas de início e de fim do furo e o nome da empresa responsável por esta atividade. É também nesta página que se encontram outras informações importantes sobre o furo como as suas coordenadas (incluindo sistema cartográfico e *Datum*), a sua orientação, as profundidades planeada e atingida e ainda os diâmetros utilizados na perfuração.



### *Survey*

Aqui, descreve-se a trajetória do furo de sondagem. Serve para comparar a o percurso real do furo com aquilo que havia sido previamente planeado. A análise aqui realizada permite verificar a ocorrência (significativa ou não) de desvios.

### *Geology*

Esta é uma das páginas mais importantes a ser preenchida em relação a um furo, pois é nela que são anotadas as litologias encontradas. O preenchimento da informação realiza-se em cinco seções, divididas, por sua vez, em sub-seções.

- Limites da litologia: devem ser anotados os intervalos de início e de fim de uma determinada litologia
- Descrição das litologias: é feita uma identificação e descrição da litologia observada, quanto à classificação da unidade, à cor, ao tamanho do grão, à textura e à alteração
- Estruturas: nestes campos devem ser apontadas todas as incidências de caráter estrutural, como xistosidades, estratificação ou lineações
- Mineralização: é aqui que se identificam as mineralizações importantes observadas em determinado trecho da litologia identificada, incidindo as informações sobre o tipo de mineralização, a forma de ocorrência e a percentagem de minério
- Alteração: preenche-se com os tipos de alteração observados, relatando-se o tipo, intensidade e forma de ocorrência

### *Geotechnical*

Inclui todos os parâmetros geotécnicos relacionados com cada manobra do furo, incidindo sobre a recuperação da amostra, a recuperação sólida, o RQD, Strength e o número e tipo de fraturas.

### *Specific gravity*

Representada pela fórmula  $\text{massa seca}/(\text{massa seca} - \text{massa submersa})$ , a gravidade específica é a razão entre as densidades de uma substância e de um material de referência (a água). É uma medida que serve de base para a identificação da presença de minerais importantes (normalmente os minérios são densos, como acontece no caso do ouro e da arsenopirite). A análise deste parâmetro dá-se apenas em partes de testemunho intactas, frescas e sem fraturas.

### *Sampling*

A amostragem a partir de testemunhos de sondagem passa pelas seguintes etapas: marcação nas caixas e testemunhos das partes a amostrar, sendo depois efetuado o seu corte, embalagem e envio para análise. Por norma cada zona a ser amostrada tem normalmente 1 m, porém este valor pode variar com a presença de maior/menor quantidade de minério ou com o tipo e extensão no testemunho da litologia a amostrar. A cada uma das zonas amostradas dá-se um código com número e letras, para identificação na caixa do furo e na própria amostra a enviar para análise. Por cada quinze zonas amostradas, são também enviadas amostras-padrão e amostras brancas (estéreis; e.g. mármore). Depois de terem sido anotados na caixa as zonas a amostrar, os testemunhos passam para a zona de corte, onde são seccionados longitudinalmente, permanecendo uma metade da amostra na caixa do furo e a outra metade enviada para análise. Recorre-se ainda ao registo fotográfico das amostras nas caixas de sondagem, antes e depois de amostradas (figuras 7.3 e 7.4, respetivamente).



Figura 7.2: Caixa de sondagem em que foram perfurados granito e xisto. As zonas a amostrar encontram-se marcadas.



Figura 7.3: Caixa de sondagem depois de amostrada.

### 7.3 Amostragem de solos

A amostragem de solos é uma das primeiras técnicas usadas na prospeção mineira, como tem vindo a acontecer na área de prospeção de Montemor-o-Novo. Este tipo de amostragem é relativamente fácil e barato de realizar, pelo que é o ideal para o início de uma campanha de prospeção. Para além disso, permite ter uma ideia sobre a presença (ou não) de um dado elemento numa vasta área. A quantidade de Au obtida em análises

de amostras de solos situa-se na ordem dos ppb, que serve como ponto de partida para tipos de prospeção mais específicos.

O primeiro passo para se realizar uma amostragem deste tipo é definir a área a amostrar (figura 7.5), devendo-se ter por base os dados históricos sobre a abundância do elemento em causa na mesma área. Aqui, um geólogo marca uma malha de pontos a amostrar, sendo cada ponto identificado com as suas coordenadas. No campo, com a malha e um GPS, fazem-se as recolhas das amostras de solos. Estas são recolhidas com uma pequena pá para dentro de um saco de plástico que é posteriormente selado com fita-cola. Deve-se ter em atenção a quantidade de solo recolhido e evitar a presença de partes de plantas, pois estes são fatores que poderão influenciar o teor dos elementos nas amostras.

Por fim, as amostras de solos recolhidas são identificadas com um código próprio e enviadas para o laboratório de análises químicas.

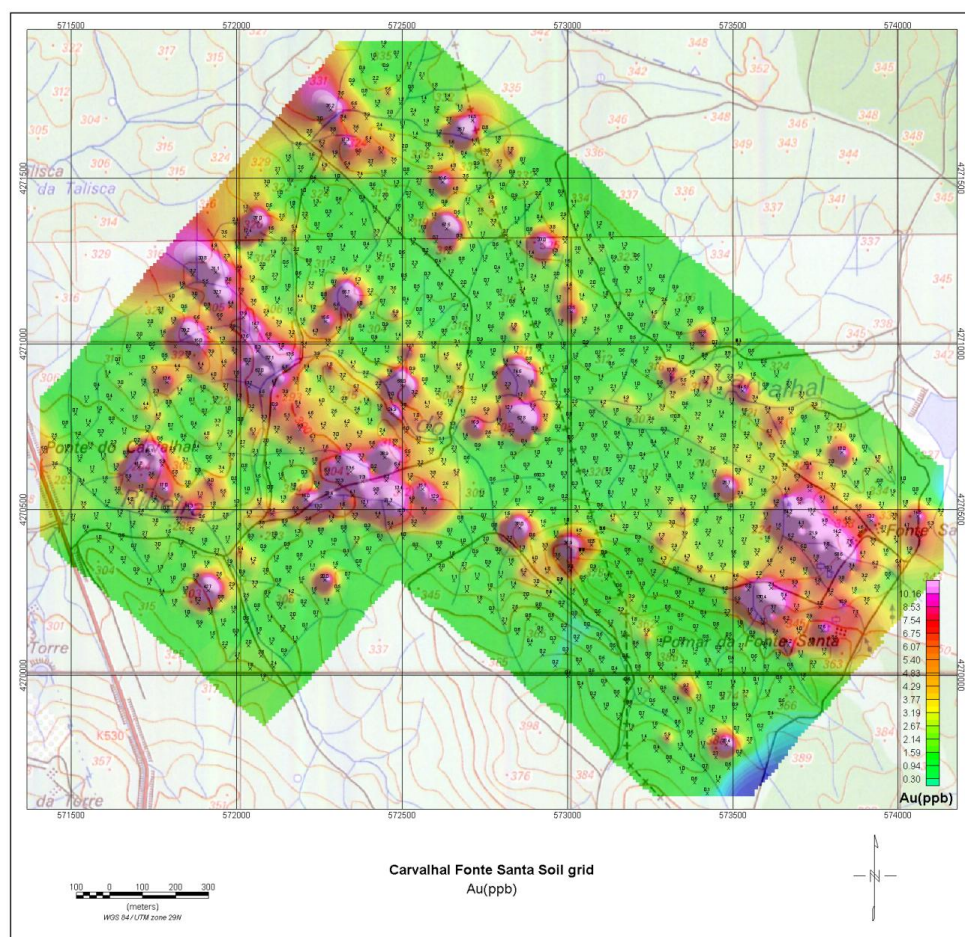


Figura 7.4: Malha de solos, já com os teores de Au obtidos, para a zona de Fonte Santa, Carvalho. Figura disponibilizada pela Colt Resources.

#### **7.4 Reconhecimento de zonas de possível interesse**

Quando não se detêm muitos dados de uma zona é necessário realizar-se uma análise *in loco*, ou seja, no campo. Desta forma, um grupo de geólogos (cerca de 2-3 elementos) é enviado para o campo, com o objetivo de procurar saber se uma determinada zona é interessante do ponto de vista mineiro.

No caso da zona de Montemor-o-Novo e para a Colt Resources, o elemento de interesse é o ouro. No entanto, como o mineral ouro não se encontra visível em afloramentos à vista desarmada, procuram encontrar-se minerais que lhe estejam associados, como são o caso da arsenopirite ou da bismutinite. É necessário que a presença destes minerais associados ao ouro tenha continuidade espacial. Depois de realizada esta análise preliminar do terreno, decide-se sobre o avanço ou não de outros métodos de prospeção, como a amostragem de solos e a realização de sondagens.

## Conclusões

O presente trabalho incidiu essencialmente no estudo petrográfico e de geoquímica elementar e isotópica de litologias das áreas de Chaminé e Casas Novas, que fazem parte da concessão da Boa-Fé, atribuída à empresa Colt Resources. Aliás, o trabalho beneficiou fortemente de um estágio realizado na referida empresa, durante o qual, para além da obtenção das amostras estudadas e de dados geológicos para o seu enquadramento, o autor se integrou nas atividades quotidianas de prospeção geológica na referida concessão. As litologias estudadas correspondem a metassedimentos e metabasitos, de idade neoproterozoica, da Formação do Escoural (Série Negra), a um ortogneisse do Complexo Ígneo-Sedimentar de Monfurado (Câmbrico inferior-médio) e a granitoides tardi-variscos. As conclusões mais importantes do estudo efetuado são as seguintes:

Os metassedimentos da Série Negra estudados são micaxistos a paragneisses com a paragénese quartzo + plagioclase + biotite + moscovite + opacos  $\pm$  turmalina  $\pm$  silimanite  $\pm$  cordierite  $\pm$  zircão, indicando que o pico metamórfico ocorreu na fácies anfibolítica sob condições de elevado gradiente geotérmico. Os minerais opacos ocorrem geralmente disseminados, tendo sido identificadas arsenopirite, loellingite, pirite, blenda, calcopirite, pirrotite, magnetite, ilmenite e grafite. Estes três últimos minerais deverão estar relacionados com a evolução prógrada dos metassedimentos, enquanto os restantes corresponderão a fenómenos hidrotermais ocorridos nas últimas etapas do metamorfismo. Os processos hidrotermais também estão testemunhados por exemplos comuns de silicificação, cloritização e sericitização.

A loellingite parece corresponder a uma etapa anterior à que levou à formação de arsenopirite, visto encontrar-se tipicamente sob a forma de grãos muito irregulares totalmente envoltos pelo sulfoarseneto. Esta relação pode ser interpretada como testemunhando uma deposição relativamente precoce, durante os episódios de hidrotermalismo, do arseneto, a que se sucederiam, com o decréscimo de temperatura, as de arsenopirite e dos sulfuretos.

Os padrões de terras raras normalizados dos metassedimentos, em relação ao condrito, evidenciam composições muito coerentes umas com as outras, caracterizadas por enriquecimento das terras raras leves em relação às pesadas,  $9.11 < La_n/Yb_n < 11.76$ , acompanhado de anomalias negativas de Eu ( $0.56 < Eu/Eu^* < 0.66$ ). Estes perfis são muito semelhantes aos apresentados como típicos da crosta continental superior, bem como dos sedimentos terrígenos pós-arcaicos de plataforma continental encontrados em todo o



mundo, pelo que representam misturas após vários ciclos de erosão. Por outro lado, a projeção das amostras de metassedimentos nos diagramas discriminantes de Bathia & Crook (1986), aponta para a formação dos seus protólitos em ambiente de arco magmático.

As amostras de metabasitos estudadas correspondem a anfibolitos, em que a paragénese de pico metamórfico é plagioclase + hornblenda + quartzo + magnetite + ilmenite ± biotite. Para além dos óxidos, foram identificados outros opacos, mas associados a processos hidrotermais tardios, tais como pirite, calcopirite, pirrotite e arsenopirite. As transformações tardias também se manifestam pela transformação de hornblenda em actinolite, pela sericitização da plagioclase, pela cloritização da biotite e pela formação de esfena granulosa.

Ao se projetar as amostras de metabasitos no diagrama  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de Winchester & Floyd (1977), verifica-se que os seus protólitos seriam basaltos e/ou andesitos subalcalinos, ou equivalentes de maior profundidade. A utilização de diagramas propostos por vários autores, bem como de perfis normalizados de terras raras, indica um quimismo de características transicionais entre composições toleíticas e calco-alcalinas, semelhante às encontradas em magmas de ambiente de arco. Adicionalmente, as pequenas anomalias de Eu ( $Eu/Eu^* = 0.87$  e  $0.96$ ) indicam que a fracionamento de plagioclase ainda não tinha sido muito acentuada.

Quer nos metassedimentos, quer nos metabasitos, podem ser observados testemunhos de duas fases de deformação, sendo a xistosidade de crenulação a mais marcante. A existência de duas fortes fases de deformação é testemunhada pela ocorrência de alguns arcos poligonais, definidos principalmente por micas, nos metassedimentos, e por anfíbola, nos anfibolitos. A segunda fase de deformação dúctil terá sido de tal maneira intensa que terá apagado, em grande parte, os indícios da primeira. Ocorreu ainda deformação tardia, testemunhada, por exemplo, por *kink-folds* na moscovite.

A amostra de ortogneisse apresenta a associação mineralógica quartzo + microclina + plagioclase + moscovite ± opacos ± biotite ± turmalina ± silimanite. Ocorrem ainda pequenas quantidades de zircão e apatite. A sericitização é o tipo de alteração mais comum.

O ortognaisse projeta-se, no diagrama de O'Connor (1965), no campo dos trondhjemitos, enquanto nos diagramas discriminantes de ambientes tectónicos de Pearce *et al.* (1984) cai em campos de ambientes anorogénicos. Estes resultados parecem estar de acordo com o ambiente geodinâmico habitualmente considerado mais provável para a ZOM durante o Câmbrio.

Mineralogicamente, as amostras estudadas de rochas intrusivas graníticas são essencialmente constituídas por quartzo, microclina, plagioclase sódica e moscovite. Como acessórios ocorrem biotite, zircão, apatite, opacos, turmalina e silimanite. Sericite, clorite, esfena e calcite estão presentes como minerais de alteração. Os opacos identificados foram pirite, pirrotite, calcopirite, magnetite e ilmenite, com os sulfuretos a denotarem uma origem tardia, por vezes constituindo veios.

Estes corpos são tardios no contexto da orogenia varisca, embora apresentem alguns testemunhos de deformação mecânica. Contudo, esses testemunhos restringem-se à vizinhança imediata de fraturas preenchidas por veios: em distâncias até cerca de 1 mm para lá desses veios, os bordos dos feldspatos testemunham por vezes subgranulação e recristalização, e alguns grãos de moscovite apresentam *kinks*.

Os granitos são tipicamente de tipo S, destacando-se o seu carácter fortemente peraluminoso. A projeção das amostras nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) revela que as de Casas Novas se situam no campo de ambiente de arco vulcânico, enquanto as de Chaminé se distribuem ao longo da fronteira entre esse campo e o do ambiente sin-colisional. Tendo em atenção que os dados de campo e petrográficos sugerem que os granitos sejam tardi-variscos, é mais provável que se tenham gerado em ambiente colisional, podendo as diferenças geoquímicas entre os de Chaminé e Casas Novas refletirem variações das importâncias relativas de fontes metassedimentares e fontes meta-ígneas ou mantélicas. Os granitos de Chaminé seriam, assim, os que teriam a assinatura mais marcada de fonte metassedimentar.

A representação das amostras nos diagramas  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $\epsilon\text{Sr}$  permite verificar que os granitoides variscos se projetam em dois grupos separados, devido principalmente às diferenças nos valores de  $\epsilon\text{Sr}$ , o qual é mais baixo em Casas Novas ( $+85 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +97$ ) do que em Chaminé ( $+153 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +177$ ). Na composição isotópica de Nd, também não há sobreposição, embora o afastamento seja pequeno ( $-7.4 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -6.7$ , em Casas Novas;  $-9.0 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.2$ , em Chaminé). Os metassedimentos ( $-10.6 \leq \epsilon\text{Nd}_{320\text{Ma}} \leq -8.9$ ;  $+95 \leq \epsilon\text{Sr}_{320\text{Ma}} \leq +148$ ) espalham-se entre as localizações ocupadas



pelos dois grupos de granitoides. No seu conjunto, os granitos e os metassedimentos agora estudados parecem ocupar uma área contínua. Os dados isotópicos confirmam, deste modo, as conclusões já obtidas, com base na petrografia e na geoquímica elementar, de que os granitos estudados são do tipo S. No caso dos de Chaminé eles serão puramente anatóticos. No caso dos de Casas Novas podem-se colocar duas hipóteses: a) resultarem de mistura de magmas de anatexia crustal com magmas mais máficos; b) derivarem de uma fonte exclusivamente metassedimentar, mas de composição diferente (com menor razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) em relação à fonte dos granitos de Chaminé.

Recorrendo aos valores de  $T_{\text{DM}}$  obtidos nos metassedimentos e nos granitos de Casas Novas, verifica-se que, considerando as amostras com  $0.11 \leq ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \leq 0.15$ , eles se distribuem entre 1.58 e 1.91 Ga. Os resultados obtidos estão de acordo com o que se conhece de várias áreas da cadeia varisca europeia. Além disso, considerando o significado atribuído às idades modelo, os valores de  $T_{\text{DM}}$  nas amostras referidas indicam que as rochas dominantes na área estudada são em grande parte produtos de remobilização de crosta continental, cujos componentes mais antigos teriam, no mínimo, uma idade paleoproterozoica.

Os fluidos mineralizantes que circularam pela área de estudo terão derivado de metassedimentos (e/ ou granitos de tipo S, com assinatura original igual à dos metassedimentos), resultando, provavelmente, de reações de desidratação durante os eventos de idade varisca.

É importante ainda referir que este trabalho foi essencial no desenvolvimento de metodologias de trabalho no seio de empresa, servindo para desenvolver competências variadas na área da geologia aplicada à prospeção mineira.

## Referências Bibliográficas

- Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J. & Eguiluz, L. (1991). Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain). *Tectonophysics* 199, 51-72.
- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Pugnaire, M.T.G., Alvarez, S.L., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L.R. & Gil-Ibarguchi, J.J. (2002). *Variscan and Pre-Variscan tectonics*. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (ed.) *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, 155-183.
- Actlabs (2014). *Actlabs Group of Companies: 2014 Canadian Schedule of Services and Fees*. Actlabs, Ancaster, 38 pp.
- Anderson, J.L. & Thomas, W.M. (1985). Proterozoic anorogenic two-mica granites: Silver Plume and St. Vrain batholiths of Colorado. *Geology* 13, 177-180.
- Andrade, A.A.S. (1984). Sobre a originalidade (ou talvez não) do Maciço de Beja no Sudoeste Peninsular. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 97, 115-132.
- Apalategui, O., Eguiluz, L. & Quesada, C. (1990). *Ossa-morena zone: Structure*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, 280-291.
- Araújo, A. (1995). *Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa Morena): Implicações na Evolução Geodinâmica da Margem Sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 200 pp.
- Araújo, A., Piçarra de Almeida, J., Borrego, J., Pedro, J. & Oliveira, J.T. (2013). *As Regiões Central e sul da Zona de Ossa Morena*. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. e Kullberg, J.C. (ed.) *Geologia de Portugal, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal*, Escolar Editora, 509-549.

Armstrong-Altrin, J.S. & Verma, S.P. (2005). Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology* 177, 115-129.

Arndt, N. & Ganino, C. (2010). *Ressources Minérales*. Dunod, Paris, 173 pp.

Azor, A. (2004). *Zona de Ossa Morena*. In: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 165.

Barker, F. (1979). *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 659 pp.

Barnes, H.L. (1979). *Solubilities of ore minerals*. In: Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, 404-460.

Bates, L. & Jackson, A. (1987). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, 3<sup>rd</sup> edition, 788 pp.

Beckinsale, R.D. & Gale, N.N. (1969). A reappraisal of the decay constants and branching ratio of K. *Earth and Planetary Science Letters* 6, 239-294.

Beetsma, J.J. (1995). *The Late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian Crustal Evolution of the Iberian Massif, N Portugal*. Ph.D. Thesis, Vrije University, Netherlands, 223 pp.

Berger, B.R. (1986). *Descriptive model of Homestake Au*. In: Cox, D.P. & Singer, D.A. (ed.) *Mineral deposit models*. U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 244-247.

Bhatia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91, 611-627.

Bhatia, M.R. & Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 92, 181-193.

Bierlein, F.P. & Crowe, D.E. (2000). Phanerozoic orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13, 103-140.

Bischoff, J.L., Radtke, A.S. & Rosenbauer, R.J. (1981). Hydrothermal alteration of greywacke by brine and seawater: roles of alteration and chloride complexing on metal solubilization at 200° and 350°C. *Econ.Geol.* 76, 659-676.

Brooks, C., Hart, S.R. & Wendt, T. (1972). Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 551-577.

Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P.H., Matte, P.H. & Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78, 161-177.

Carvalhosa, A. (1977). Características geológicas do Maciço de Évora (nota preliminar). *Bol. Soc. Geol. Portugal* 20, 283-312.

Carvalhosa, A. (1983). Esquema geológico do Maciço de Évora. *Comun.Serv. Geol. Portugal* 69, 201-208.

Carvalhosa, A. & Zbyszewsky, G. (1994). *Notícia Explicativa da Folha 35-D (Montemor-o-Novo) da Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50000*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 86 pp.

Casquet, C., & Galindo, C. (2004). *Magmatismo varisco y postvarisco en la Zona de Ossa-Morena*. In: Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 194-199.

Castro, A., Corretgé, L.G., de la Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. & López, S. (2002). *Paleozoic magmatism*. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (ed.) *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, London, 117-153.

Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. & Oliveira, J.T. (1983). *La estructura de la Zona de Ossa Morena*. In: Comba, J.A. (Coord.) *Libro Jubilar J. M. Rios – Geología de España, Tomo I*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 490-504.

Chappel, B.W. & White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173-174.

Chichorro, M., Pereira, M.F., Apraiz, A. & Silva, J.B. (2003). *Syntectonic high temperature/low-pressure metamorphism in the Boa Fé Fault Zone (Évora Massif, Ossa Morena Zone, Portugal)*. VI Congresso Nacional de Geologia, Universidade Nova de Lisboa.

Chichorro, M. (2006). *A Evolução Tectónica da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Sudoeste da Zona de Ossa-Morena - Área de Santiago do Escoural - Cabrela)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 521 pp.

Chichorro, M., Pereira, M.F., Williams, I. & Silva, J.B. (2006). *Clues for Cadomian orogenic events in SW Iberian Massif: U/Pb – SHRIMP zircon evidence from the Série Negra sediments (Escoural Formation, Ossa-Morena Zone, Portugal)*. VII Congresso Nacional de Geologia, Estremoz, Portugal.

Clarke, D.B. (1992). *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London, 283 pp.

Collins, W.J., Beams, S.W., White, A.J.R. & Chappel, B.W. (1982). Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189-200.

Colvine, A.C. (1989). An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. *Economic Geology* 6, 37-53.

Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 pp.

Craig, J.R. & Vaughan, D.J. (1981). *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Wiley, 1st edition, 406 pp.

Craig, J.R., Vaughan, D.J. & Skinner, B.J. (2001). *Resources of the Earth: Origin, Use, and Environmental Impact*. 3<sup>rd</sup> edition, Prentice Hall, 520 pp.

Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73, 135-149.

DePaolo, D.J. & Wasserburg, G.J. (1976). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 615-627.

DePaolo, D.J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium Isotope Geology: an Introduction*. Springer, New York, 187 pp.

Dickin, A. P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 492 pp.

Downes, H. & Duthou, J.L. (1988). Isotopic data and trace-element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.* 68, 291-308.

Eguiluz, L., Gil-Ibarguchi, J.I., Ábalos, B. & Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bulletin* 112, 9, 1398-1413.

Etxebarria, M. (2003). *Reconstrucción geométrica y caracterización petrográfica y geoquímica de los eventos magmáticos y tectónicos Cámbricos de la Antiforma de Olivenza-Monestério, sectores de Zafra-Nogales y Jerez de los Caballeros-Cumbres de En Medio (Zona de Ossa-Morena)*. PhD dissertation, Universidad del País Vasco, Spain.

Evans, A. M. (1993). *Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction*. Blackwell Science, London, 3<sup>o</sup> edition, 403 pp.

- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons, U.S.A., 589 pp.
- Faure, G. & Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*. John Wiley and Sons, Hoboken, 897 pp.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Loder, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Macia, J.G. De & Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de la Galicia Central. *Memórias Fac. Ciênc. Univ. Porto* 1, 411-431.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A. & Tubrett, M.N. (2000). New ideas on the Proterozoic-Early Paleozoic evolution of NW Iberia. Insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research* 102, 185-206.
- Fonseca, P.E. (1996). *Domínios meridionais da Zona de Ossa-Morena e limites com a Zona Sul Portuguesa: metamorfismo de alta pressão relacionado com a sutura varisca Ibérica*. In: Araújo, A., Pereira, F. (ed.) *Estudos sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)*. Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves. Universidade de Évora, Évora, 133-168.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. & Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.
- Galindo, C. & Casquet, C. (2004). *El magmatismo prevarisco de la Zona de Ossa-Morena*. In: Vera, J.A. (ed.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 190-194.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, 440 pp.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. & Gardoll, S. (2001). Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1-75.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dube, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R. & Gosselin, P. (2005). Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 407-450.

Gómez-Pugnaire, M.T., Azor, A., Fernández-Soler, J.M. & López Sánchez-Vizcaíno, V (2003). The amphibolites from the Ossa Morena/Central Iberian Variscan suture (Southwestern Iberian Massif): geochemistry and tectonic interpretation. *Lithos* 68, 23-42.

Groves, D.I. (1993). The crustal continuum model for late-Archaeon lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita* 28, 366-374.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G. & Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposits types. *Ore Geology Reviews* 13, 7-27.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F. & Craig, J.R. H. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology* 98, 1-29.

Hagemann, S.G. & Cassidy, K.F. (2000). Archean orogenic lode gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13, 9-68.

Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B. & Whitney, J.A. (1984). Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. *Reviews in Econ.Geol.* 1, Soc. Econ. Geol.

Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.* 58, 820-829.

Hodgson, C.J. (1993). *Mesothermal lode-gold deposits*. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. & Duke, J.M. (ed.) *Mineral Deposit Modeling*. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 40, 635-678.

Hongnian, Z. & Wenrong, H. (1985). *Petrochemistry of granite types*. In: L. Wu (ed.) *The Crust – the significance of granites gneisses in the lithosphere*. Athens, Theophrastus Publications, 319-344.

Humphris, S.E. & Thompson, G. (1978). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 127-136.



Hutchinson, R.W. (1993). A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold deposits. *Ore Geology Reviews* 8, 349-382.

Ineson, P.R. (1989). *Introduction to Practical Ore Microscopy*. Wiley, New York, 181 pp.

Inverno, C.M. (1997). *A few gold prospects in Ossa Morena Zone, Portugal*. In: Araújo, A.A. & Pereira, M.F. (ed.) *Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena – Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves*. Universidade de Évora, 283-292.

Inverno, C.M. (2002). Primary gold deposits in Portugal - "mesothermal" or "epithermal?". *Comun. Serv. Geol. Portugal* 89, 63-68.

Inverno, C.M. (2011). Comparação entre os jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) e os jazigos de ouro associados a intrusão. Algumas extrapolações para Portugal. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, 2011, Vol. 36, 99-156.

Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C. & Essling, A.M. (1971). Precision measurements of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U. *Physical Reviews* 4, 1889-1906.

Julivert, M., Martínez, G.G.J., Ribeiro, A. & Conde, L. S. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares a Escala 1:1000000*. IGME, Madrid.

Kearey, P. (1993). *The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences*. Blackwell Scientific Publications 1<sup>st</sup> edition, 713 pp.

Leal, N. (2001). *Estudo petrológico e geoquímico de rochas metamórficas de alta pressão das regiões de Alvito-Viana do Alentejo e de Safira (Zona de Ossa-Morena), Maciço Ibérico*. PhD thesis, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 402 pp.

Lindgren, W. (1933). *Mineral Deposits*. McGraw-Hill, 930 pp.

Loiselle, M.C. & Wones, D.R. (1979). *Characteristics and origin of anorogenic granites*. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.*, 468 pp.

Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. (Tradução para castelhano de J. M. Rios).

Lugmair, G.W. & Marti, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planet Science Letters* 39, 349-357.

Martinez, F. & Gil-Ibarguchi, I. (1983). *El metamorfismo en el Macizo Iberico*. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, Publ. Inst. Geol. Min. España, 1, 555-569.

Mason, B. & Moore, C.B. (1984). *Principles of Geochemistry*. John Wiley & Sons, New York. 344 pp.

Mata, J. & Munhá, J. (1990). Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de “rifting” continental. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 76, 61-89.

McLennan, S.M. (1989). *Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes*. In: Lipin, B.R. & McKay, G.A. (ed.) *Geochemistry and mineralogy of Rare earth elements*. Mineralogical Society of America, Rev. Mineral 21, 169-200.

McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. & Maynard, J.B. (1990). Geochemical and Sm-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochemical and Cosmochemical Acta* 54, 2015-2050.

Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207-218.

Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. & Albarede, F. (1985). Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 601-610.

Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37, 215-224.

Moita, P., Santos, J.F. & Pereira, M.F. (2005). *Tonalites from the Hospitals Massif (Ossa Morena Zone, SW Iberian Massif, Portugal)*. II: Geochemistry and petrogenesis. *Geogaceta*, 55-58.

Moita, P., Santos, J.F. & Pereira, M.F. (2009). Layered granitoids: interaction between continental crust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos*, 111, 125-141.

Moita, P., Santos, J.F., Costa, M.M. & Corfu, F. (2013). New U-Pb ages for syn-orogenic magmatism in the SW sector of the Ossa Morena Zone (Portugal). *Mineralogical Magazine*, 77(5), 1778.

Munhá, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. & Kerrich, R. (1986). Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo* 2, 13-31.

Nägler, T. (1990). *Sm-Nd, Rb-Sr and common lead isotope geochemistry on fine-grained sediments of the Iberian Massif*. PhD dissertation ETH, Switzerland 9245, 141 pp.

Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamics and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523-1534.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129-147.

O'Connor, J.T. (1965). *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. In: *US Geological Survey Professional Paper B525*, USGS, 79-84.

Oliveira, J.T., Oliveira, V. & Piçarra, J.M. (1991). Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona da Ossa Morena em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe* 16, 221-250.

Pearce, J. & Cann, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.

Pearce, J., Harris, N. & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.

Pedro, J. (1996). *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa-Morena*. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 69 pp.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M. (2003). Internal Structure of the Évora High-grade Terrains and the Montemor-o-Novo Shear Zone (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Geogaceta* 33, 79-82.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Santos, J.F., Moita, P. & Silva, J.B. (2004). Geochemistry of lower Paleozoic anarogenic basic rocks from the Évora Massif (Western Ossa-Morena Zone, Portugal). *Geogaceta* 35, 87-91.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguluz, L. & Silva, J.B. (2006). Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research* 144, 297-315.

Pereira, M.F., Silva, J.B., Chichorro, M., Moita, P., Santos, J.F., Apraiz, A. & Ribeiro, C. (2007a). *Crustal growth and deformational processes in the Northern Gondwana margin: constraints from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, SW Iberia, Portugal)*. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P. & Zulauf, G. (ed.) *The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian–Cadomian Active Margin to Alleghenian–Variscan Collision*. Geological Society of America Special Paper, 423 pp.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S. & Silva, J.B. (2008). Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from SW Iberian Massif (Portugal):

evidence from a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African Craton. *Geological Society of London Special Publications* 297, 385-408.

Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B., Fernandez, C., Diaz-Azpiroz, M. & Apraiz, A. (2009). *Variscan intra-orogenic extensional tectonics in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena- Lora del Rio metamorphic belt, SW Iberian Massif): SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology*. In Murphy, B. (ed.) *Ancient and modern analogues*. Geological Society of London Special Publications 327, 215-237.

Pereira, M., Chichorro, M., Moita, P., Brandão Silva, J. & Santos, J. F. (2013). *Maciço de Évora*. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (eds.) *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 551-575.

Pereira, Z. & Oliveira, J.T. (2003). *Estudo palinoestratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela. Implicações tectono-estratigráficas*. *Ciências da Terra (Universidade Nova de Lisboa)*, NºESP.V, A18-A19.

Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P. & Oliveira, J.T. (2007b). *Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal - An overview*. In: Pereira, Z., Oliveira, J. & Wicander, R. (eds.) *CIMPLisbon'07*. Joint Meeting of Spores/Pollen and Acritarch subcommissions. Abstract Book, 111-114.

Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Catalán, J.R., Poyatos, D.M., Arenas, R., García, F.D., Azor, A., Simancas, J.F. & Lodeiro, F.G. (2004). *Macizo Ibérico: la cordillera varisca europea*. In: Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 21-25.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1972). *Sand and Sandstones*. Springer, Berlin.

Pohl, W.L. (2011). *Economic Geology: Principles and Practice*. Wiley-Blackwell, 1, 680 pp.

PORTUGLOBAL (1999). *Relatório final (para o IGM) do contrato de prospecção e pesquisa (1995-1999) de Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Ba para a área de Montemor-o-Novo da*

*Portuglobal – Explorações Mineiras, Lda.*. Lisboa, Portuglobal, Jul. 1999, 63 pp. (10 quadros e 8 mapas anexos).

Quesada, C. (1990). *Ossa-Morena Zone: introduction*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, 249-251.

Quesada, C. & Munhá, J. (1990). *Ossa-Morena Zone: metamorphism*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, 314-320.

Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979). *Introduction a la Géologie Générale du Portugal*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 114 pp.

Ribeiro, A. (1981). *A geotransverse through the Variscan Fold Belt in Portugal*. In: Zwart, H.J. & Dornsiepen, V.F. (eds.) *The Variscan Orogen in Europe*. Geol. Mijnbouw, 60, 41-44.

Ribeiro, A. (1983). Relações entre formações do Devónico Superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 69, 267-269.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1990). *Geodynamic evolution of the Iberian Massif*. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer, Berlin-Heidelberg, 399-409.

Ribeiro, A., Mateus, A. & Barriga, F. (1993). Gold mineralization of the Escoural area (Montemor, Évora, Portugal): a progress report. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Penins.* 1, 215-226.

Ribeiro, A., Munhá, J., Fonseca, P.E., Araújo, A., Pedro, J.C., Mateus, A., Tassinari, C., Machado, G. & Jesus, A. (2010). Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. *Gondwana Research* 17, 408-421.

Ribeiro, C. (1994). *Estudo metalogenético da mineralização aurífera do Escoural (Évora)*. Provas de Apt. Ped. Cient. Universidade de Évora, 136 pp.

Ribeiro, S. (2004). *Estudo geoquímico do Maciço do Carrascal (Portalegre) (2004)*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 155 pp.

Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, Malden, 373 pp.

Rodriguez-Alonso, M.D., Peinado, M., López-Plaza, M., Franco, P., Carnicero, A. & Gonzalo, J.C. (2004). Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): geology, petrology and geodynamic significance. *Intern. Journal of Earth Sciences* 93, 897-920.

Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Group UK Limited, 352 pp.

Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1986). Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *J. Geol.* 94, 635-650.

Roser, B.P. & Korsch, R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.* 67, 119-139.

Rudnick, R.L. (1990). Nd and Sr isotopic compositions of lower-crustal xenoliths from north Queensland, Australia: Implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology* 83, 195-208.

Sánchez Carretero, R., Eguluz, L., Pascual, E. & Carracedo, M. (1990). *Ossa-Morena Zone: igneous rocks*. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (ed.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer, Berlin-Heidelberg, 293-313.

Sánchez-García, T., Bellindo, F. & Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, 233-255.

- Santos, J. F. (1990). *Petrologia do Sector Ocidental da Unidade de Odivelas (Maciço de Beja)*. Dissertação PAPCC. Universidade de Aveiro, 226 pp.
- Sérgio, G. (2012). *Cartografia Geológica (de pormenor) entre Cabanas e Vale de Rodrigo*. Tese de Mestrado, Universidade de Aveiro, 82 pp.
- Seward, T.M. (1991). *The hydrothermal geochemistry of gold*. In: R.P. Foster (ed.) *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie, 37-62.
- Shand, S.J. (1943). *Eruptive Rocks. Their genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons, 444 pp.
- Simancas, J.F., Martinez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A. & González Lodeiro, F. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa Morena/Central Iberian Contact. *Tectonophysics* 332, 295-308.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-345.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985). *The continental crust: Its composition and evolution*. Geosciences Texts. Blackwell Scientific Publications, 311 pp.
- Tornos, F., Inverno, C. M., Casquet, C., Mateus, A., Ortiz, G. & Oliveira, V. (2004). The metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *J. Iberian Geol.* 30, 143-181.
- Ugidos, J.M., Armenteros, I., Barba, P., Valladares, M.I. & Colmenero, J.R. (1997). Geochemistry and petrology of recycled rogen-derived sediments: a case study from Upper Precambrian siliciclastic rocks of Central Iberian Zone, Iberian Massif, Spain. *Precambrian Research* 84, 163-180.



Ugidos, J.M., Valladares, M.I., Barba, P. & Ellam, R.M. (2003). The Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian of the Central Iberian Zone, Spain: Chemical and isotopic (Sm-Nd) evidence that the sedimentary succession records an inverted stratigraphy of its source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2615-2629.

Ugidos, J.M., Sánchez-Santos, J.M., Barba, P. & Valladares, M.I. (2010). Upper Neoproterozoic series in the Central Iberian, Cantabrian and West Asturian Leonese Zones (Spain): Geochemical data and statistical results as evidence for a shared homogenized source area. *Precambrian Research* 178, 51-58.

Valladares, M.I., Barba, P., Ugidos, J.M., Colmenero, J.R. & Armenteros, I. (2000). Upper Proterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain): sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. Implications for other European areas. *Int. J. Earth Sciences* 89, 2-20.

Villaseca, C., Barbero, L. & Herreros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 89, 113-119.

Vos, I.M.A., Bierlein, F.P. & Teale, G.S. (2005). Genesis of orogenic gold deposits in the Broken River Province, northeast Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences* 52, 941-958.

Vos, I.M.A. & Bierlein, F.P. (2006). Characteristics of orogenic gold deposits in the Northcote district, Hodgkinson Province, north Queensland: Implications for tectonic evolution. *Australian Journal of Earth Sciences* 53, 469-484.

Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T. & Wen, T. (1981). Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2311-2323.

Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43, 7-22.

Whitford, D.J., McPherson, W.P.A. & Wallace, D.B. (1989). Geochemistry of the host rocks of the volcanogenic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania. *Econ. Geol.* 84, 1-21.

Whitney, D.L. & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325-243.

Wood D.A., Joron J.C. & Treuil M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet Sci. Lett.* 45, 326-336.

Wood, D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Science Letters* 50, 11-30.

Wood, D.A., Tarney, J. & Weaver, B.L. (1981). Trace element variations in Atlantic ocean basalts and Proterozoic dykes from Northwest Scotland: their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle. *Tectonophysics* 75, 91-112.

Wood, S.A. & Samson, I.M. (1998). Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *Economic Geology* 10, 33-80.

## **ANEXO I**

### **Análises químicas de rocha total**

As análises químicas de rocha total, realizadas a um total de 16 amostras, foram efetuadas nos Actlabs (Activation Laboratories), em Ancaster (Ontario, Canadá), tendo-se obtido valores de concentrações de 55 elementos, incluindo elementos maiores, analisados através do método ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry*), e elementos vestigiais, analisados através do método ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*), obedecendo ao especificado para o pacote analítico 4LITHORES (Actlabs, 2014).

Apesar de terem sido analisados 55 elementos, apenas se apresentam os dados para os que são mais relevantes no estudo litogeoquímico.

Tabela I.1: Concentrações dos elementos maiores e vestigiais nas rochas metassedimentares.

Amostra:	CR- 200538	CR- 200547	CR- 201472	CR- 201512	CR- 201543	CR- 201611	CR- 201660
(%)							
SiO <sub>2</sub>	62.69	65.96	61.03	57.73	64.3	62.9	62.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.16	16.45	16.69	17.29	16.62	15.04	15.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	4.68	3.27	6.26	5.74	5.43	6.52	6,5
MnO	0.03	0.02	0.045	0.037	0.039	0.038	0.065
MgO	2.97	2.56	3.35	4.85	2.46	2.67	2.46
CaO	0.89	0.83	0.47	0.82	1.02	1.38	1.03
Na <sub>2</sub> O	4.6	4.65	1.48	5.51	2.97	4.14	2.74
K <sub>2</sub> O	2.47	2.79	4.83	1.58	3.85	1.93	3.3
TiO <sub>2</sub>	0.673	0.666	0.69	0.74	0.667	0.637	0.712
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.16	0.27
LOI	2.91	2.01	3.32	3.08	2.66	2.91	3.35
Total	99.23	99.39	98.34	97.56	100.2	98.33	98.83
(ppm)							
Sc	15	14	16	17	15	17	15
V	119	108	116	121	114	117	180
Cr	90	90	100	160	90	80	120
Co	9	5	14	96	14	103	13
Ni	30	20	40	80	40	50	30
As	1550	529	5	>2000	192	>2000	63
Rb	93	109	211	81	154	75	115
Sr	165	144	110	113	144	154	147
Y	23.1	21.3	25.4	18	24.2	16.9	29.6
Zr	160	196	165	153	170	167	204
Nb	11.7	10.9	11.4	13.3	11.7	8.8	12.5
Ba	506	582	705	188	799	560	1256
La	35	30.6	37.8	32.8	37.9	29.6	40
Ce	69.3	60.6	73.4	64.8	72.5	57.4	75.7
Pr	8.02	6.88	8.34	7.35	8.32	6.55	8.64
Nd	30	25.4	31.9	27.3	31.7	24.1	32.3
Sm	5.75	4.98	5.87	5.15	6.04	4.68	6.35
Eu	0.949	0.907	1.14	0.922	1.25	0.861	1.32
Gd	4.8	4.43	5.69	4.8	5.66	3.88	5.88
Tb	0.74	0.67	0.82	0.72	0.8	0.57	0.91
Dy	4.24	4	4.81	3.84	4.55	3.27	5.16
Ho	0.82	0.78	0.95	0.7	0.85	0.62	1.02
Er	2.38	2.26	2.76	1.89	2.47	1.73	2.93
Tm	0.354	0.335	0.412	0.273	0.377	0.267	0.432
Yb	2.31	2.24	2.72	1.86	2.5	1.81	2.81
Lu	0.393	0.369	0.421	0.321	0.383	0.448	0.448
Hf	4.2	5.1	4.2	4.2	4.3	4.2	5.3
Ta	0.99	0.85	0.92	1.02	0.89	0.74	1.01
Th	11.7	11.6	11.8	10.6	11.2	10.4	10.7
U	3.07	2.9	2.9	2.88	2.91	2.46	3.67

Tabela I.2: Concentrações dos elementos maiores e vestigiais nas rochas metabásicas.

Amostra:	CR- 200539	CR- 201551
(%)		
SiO <sub>2</sub>	50.88	51.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.07	15.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	11.24	9.9
MnO	0.147	0.157
MgO	8.05	7.25
CaO	5.02	9.09
Na <sub>2</sub> O	2.6	2.69
K <sub>2</sub> O	2.77	1.62
TiO <sub>2</sub>	1.403	1.294
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.16
LOI	2.71	2.25
Total	99.99	100.07
(ppm)		
Sc	41	41
V	257	245
Cr	220	240
Co	31	31
Ni	30	<20
As	1070	27
Rb	115	60
Sr	216	221
Y	29.5	24.8
Zr	86	118
Nb	3.3	3.7
Cs	2.7	0.6
Ba	355	241
La	7.16	7.68
Ce	15.8	18.5
Pr	2.24	2.63
Nd	11.2	11.7
Sm	3.26	3.55
Eu	1.09	1.22
Gd	4.59	4.3
Tb	0.82	0.75
Dy	5.1	4.58
Ho	1.03	0.92
Er	3.06	2.61
Tm	0.456	0.384
Yb	2.99	2.42
Lu	0.464	0.416
Hf	2.3	2.7
Ta	0.16	0.18
Th	0.74	0.74
U	0.37	0.31

Tabela I.3: Concentrações dos elementos maiores e vestigiais no ortognaisse.

Amostra:	OG
(%)	
SiO <sub>2</sub>	78.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	0.3
MnO	0.004
MgO	0.08
CaO	0.48
Na <sub>2</sub> O	4.97
K <sub>2</sub> O	1.08
TiO <sub>2</sub>	0.121
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04
LOI	0
Total	98.13
(ppm)	
Cs	0.4
Ga	21
As	47
Rb	34
Sr	65
Y	100
Zr	128
Nb	9.2
Ba	343
La	31.5
Ce	64.8
Pr	7.28
Nd	26.9
Sm	7.09
Eu	0.441
Gd	10.7
Tb	2.15
Dy	15.9
Ho	3.55
Er	10.2
Tm	1.44
Yb	9.02
Lu	1.43
Hf	4
Ta	1.05
Th	16.5
U	3.56

Tabela I.4: Concentrações dos elementos maiores e vestigiais nos granitos tardi-variscos.

Amostra:	CR- 200605	CR- 200618	CR- 201483	CR- 201514	CR- 201590	CR- 201645
(%)						
SiO <sub>2</sub>	74	73.93	73.8	74.33	73.75	75.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	14.79	14.29	13.72	13.39	13.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	1.18	1.6	1.34	1.34	1.64	1.82
MnO	0.034	0.025	0.029	0.03	0.04	0.039
MgO	0.4	0.39	0.3	0.22	0.27	0.43
CaO	0.76	0.61	0.38	0.41	0.77	0.7
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.22	3.33	3.77	3.5	3.68
K <sub>2</sub> O	4.55	4.55	4.49	4.39	3.89	3.66
TiO <sub>2</sub>	0.048	0.112	0.078	0.045	0.089	0.117
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.17	0.19	0.18	0.1	0.11
LOI	1.38	1.39	1.1	0.91	0.98	1.02
Total	100.2	100.8	99.32	99.34	98.43	100.9
(ppm)						
Cs	2.9	5.5	8.9	5	1.3	1.6
Ga	13	16	15	15	17	17
As	<5	7	9	11	<5	<5
Rb	161	194	211	174	117	104
Sr	125	86	85	79	54	86
Y	13.3	14.2	13.9	11	24.1	25
Zr	26	42	30	23	61	70
Nb	4.7	8.7	9.8	6.4	7.6	6.9
Ba	288	187	200	174	652	853
La	6.21	8.26	6.47	5	17.2	22.5
Ce	12.5	16.8	12.7	10.2	34.2	44.6
Pr	1.38	1.91	1.41	1.16	3.76	4.93
Nd	5.19	7.02	4.98	4.26	13.7	17.6
Sm	1.4	1.83	1.56	1.44	3.3	3.8
Eu	0.828	0.727	0.652	0.518	0.369	0.496
Gd	1.92	2.03	1.96	1.63	3.35	3.64
Tb	0.4	0.44	0.4	0.34	0.63	0.68
Dy	2.49	2.76	2.54	2.14	4.09	4.2
Ho	0.47	0.49	0.47	0.36	0.86	0.87
Er	1.23	1.29	1.22	0.96	2.47	2.58
Tm	0.177	0.183	0.175	0.139	0.407	0.4
Yb	1.11	1.15	1.15	0.92	2.76	2.76
Lu	0.167	0.174	0.18	0.146	0.431	0.439
Hf	0.9	1.3	1	0.9	2.3	2.2
Ta	0.78	1.34	4.53	2.09	0.8	0.62
Th	1.76	2.34	1.67	1.4	6.41	7.71
U	4.06	5.11	5.39	4.75	6.78	3.42



## **ANEXO II**

### **Análises isotópicas**

As medições das razões isotópicas foram efetuadas no espectrómetro de massa VG Sector 54 (do tipo TIMS: *thermal-ionization mass spectrometer*, ou seja, espectrómetro de massa de ionização térmica), instalado no LGI-UA. As porções de Sr e Nd das amostras, obtidas pelos procedimentos químicos descritos no Anexo III, foram depositadas em filamentos apropriados dispostos num porta-amostras, o qual é introduzido no espectrómetro de massa. Sob vácuo, cada filamento foi aquecido até o material depositado ser ionizado. Os iões dos diferentes isótopos (ou seja, com diferentes massas) de cada elemento, por ação de um campo eletromagnético, descrevem trajetórias que os levam a ser captados em coletores distintos. As intensidades dos sinais elétricos nos vários coletores permitiram obter as razões isotópicas do elemento em análise.

Tabela II.1: Razões isotópicas para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd nos metassedimentos.

Amostra:	CR- 200538	CR- 200547	CR- 201472	CR- 201512	CR- 201543	CR- 201611	CR- 201660
ppm Rb	93	109	211	81	154	75	115
ppm Sr	165	144	110	113	144	154	147
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.633	2.193	5.57	2.076	3.100	1.411	2.267
Erro ( $2\sigma$ )	0.046	0.062	0.16	0.059	0.088	0.040	0.064
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.719863	0.721997	0.739256	0.720274	0.727674	0.718287	0.724881
Erro ( $2\sigma$ )	0.000019	0.000017	0.000018	0.000019	0.000025	0.000020	0.000017
ppm Sm	5.75	4.98	5.87	5.15	6.04	4.68	6.35
ppm Nd	30.0	25.4	31.9	27.3	31.7	24.1	32.3
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.116	0.119	0.111	0.114	0.115	0.117	0.119
Erro ( $2\sigma$ )	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512012	0.511968	0.511980	0.511979	0.511987	0.511928	0.511950
Erro ( $2\sigma$ )	0.000019	0.000023	0.000016	0.000013	0.000015	0.000015	0.000017

Tabela II.2: Razões isotópicas para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd nos metabasitos.

Amostra:	CR- 200593	CR- 201551
ppm Rb	115	60
ppm Sr	216	221
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.542	0.786
Erro ( $2\sigma$ )	0.044	0.022
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.719384	0.712830
Erro ( $2\sigma$ )	0.000020	0.000020
ppm Sm	3.26	3.55
ppm Nd	11.2	11.7
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.176	0.184
Erro ( $2\sigma$ )	0.009	0.010
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512816	0.512757
Erro ( $2\sigma$ )	0.000017	0.000016

Tabela II.3: Razões isotópicas para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd no ortognaisse.

Amostra:	OG
ppm Rb	34
ppm Sr	65
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.515
Erro ( $2\sigma$ )	0.043
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.721436
Erro ( $2\sigma$ )	0.000025
ppm Sm	7.09
ppm Nd	26.9
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.159
Erro ( $2\sigma$ )	0.009
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512360
Erro ( $2\sigma$ )	0.000015

Tabela II.4: Razões isotópicas para os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd nos granitos tardi-variscos.

Amostra:	CR- 200605	CR- 200618	CR- 201483	CR- 201514	CR- 201590	CR- 201645
ppm Rb	161	194	211	174	117	104
ppm Sr	125	86	85	79	54	86
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	3.74	6.55	7.21	6.40	6.29	3.505
Erro ( $2\sigma$ )	0.11	0.19	0.20	0.18	0.18	0.099
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.733601	0.746147	0.747981	0.744047	0.738753	0.726941
Erro ( $2\sigma$ )	0.000022	0.000018	0.000019	0.000031	0.000024	0.000020
ppm Sm	1.40	1.83	1.56	1.44	3.30	3.80
ppm Nd	5.19	7.02	4.98	4.26	13.7	17.6
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.163	0.158	0.189	0.204	0.146	0.131
Erro ( $2\sigma$ )	0.012	0.011	0.013	0.014	0.008	0.007
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512110	0.512137	0.512164	0.512234	0.512154	0.512163
Erro ( $2\sigma$ )	0.000023	0.000016	0.000015	0.000018	0.000016	0.000016

Tabela II.5: Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  e  $\epsilon\text{Sr}$  para idades de 300 e 320Ma nos metassedimentos.

Amostra:	CR- 200538	CR- 200547	CR- 201472	CR- 201512	CR- 201543	CR- 201611	CR- 201660
$\epsilon\text{ Sr}$ (300Ma)	+124	+121	+161	+103	+146	+115	+157
$\epsilon\text{ Nd}$ (300Ma)	-9.1	-10.1	-9.6	-9.7	-9.6	-10.8	-10.5
$\epsilon\text{ Sr}$ (320Ma)	+118	+112	+139	+95	+134	+110	+148
$\epsilon\text{ Nd}$ (320Ma)	-8.9	-9.9	-9.4	-9.5	-9.4	-10.6	-10.3

Tabela II.6: Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  e  $\epsilon\text{Sr}$  para idades de 300 e 320Ma nos metabasitos.

Amostra:	CR- 200593	CR- 201551
$\epsilon\text{ Sr}$ (300Ma)	+123	+76
$\epsilon\text{ Nd}$ (300Ma)	+4.3	+2.8
$\epsilon\text{ Sr}$ (320Ma)	+117	+73
$\epsilon\text{ Nd}$ (320Ma)	+4.3	+2.9

Tabela II.7: Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  e  $\epsilon\text{Sr}$  para idades de 300 e 320Ma no ortognaisse.

Amostra:	<b>OG</b>
$\epsilon\text{Sr}$ (300Ma)	+154
$\epsilon\text{Nd}$ (300Ma)	-4.0
$\epsilon\text{Sr}$ (3200Ma)	+148
$\epsilon\text{Nd}$ (320Ma)	-3.9

Tabela II.8: Valores de  $\epsilon\text{Nd}$  e  $\epsilon\text{Sr}$  para idades de 300 e 320Ma nos granitos tardi-variscos.

Amostra:	<b>CR- 200605</b>	<b>CR- 200618</b>	<b>CR- 201483</b>	<b>CR- 201514</b>	<b>CR- 201590</b>	<b>CR- 201645</b>
$\epsilon\text{Sr}$ (300Ma)	+192	+199	+185	+179	+110	+112
$\epsilon\text{Nd}$ (300Ma)	-9.0	-8.3	-9.0	-8.2	-7.5	-6.7
$\epsilon\text{Sr}$ (3200Ma)	+177	+173	+157	+153	+85	+97
$\epsilon\text{Nd}$ (320Ma)	-8.9	-8.2	-9.0	-8.2	-7.4	-6.6

## **ANEXO III**

### **Preparação física e química das amostras para as análises elementares e isotópicas**

## 1 Materiais

No que respeita aos granitoides, metassedimentos e anfibolitos, foram selecionadas amostras de testemunhos de sondagem já reduzidas a pó, no âmbito de trabalhos anteriores realizados pela empresa. Em afloramento, foram colhidas uma amostra de ortognaisse e outra de barite, as quais tiveram que sofrer um processo de preparação física de modo a se encontrarem em condições de serem enviadas para análises, juntamente com o resto das amostras.

## 2 Preparação física das amostras

Primeiro procedeu-se à remoção das capas de alteração das amostras e sua fragmentação (com martelo e prensa hidráulica) em porções com dimensões máximas que não ultrapassaram 1 dm. Estes fragmentos foram cuidadosamente lavados e colocados na estufa a secar. Posteriormente, as amostras passaram pelo moinho de maxilas e, por último, pelo moinho de argolas de ágata para se obter o tamanho ideal de pó para as análises químicas elementares e isotópicas.

Depois do pó das amostras ser enviado para os laboratórios Actlabs em Ancaster (Ontário, Canadá), para realização das análises químicas elementares, e de se obterem os respetivos resultados, procedeu-se ao tratamento das amostras com vista à medição, através da espectrometria de massa, das razões isotópicas de Sr e Nd. Esta etapa teve lugar no LGI-UA e encontra-se descrita a seguir.

## 3 Preparação química das amostras

A preparação química das amostras tem por objetivo a sua digestão e a separação dos elementos pretendidos, Sr e Nd, através da cromatografia de troca iónica.

No LGI-UA todos os procedimentos de tratamento das amostras se realizam na sala limpa, na qual a qualidade do ar é controlada, encontrando-se classificada como de classe 100. Entre as salas do laboratório existe um diferencial de pressão com o objetivo de impedir a entrada de partículas contaminantes nos setores em que decorrem os passos de preparação química das amostras.

O primeiro (e essencial) procedimento antes de entrar para a sala limpa é o uso do vestuário apropriado, como bata muito bem limpa, proteção para o calçado, luvas e touca.

Dentro da sala limpa devem ser tomados alguns cuidados de forma a evitar a contaminação das amostras, como:

- As *hottes* e câmaras de fluxo laminar devem estar fechadas
- Os recipientes com as amostras apenas devem ser abertos na *hotte*/câmara de fluxo e, quando abertos, deve-se ter o cuidado de não passar nada por cima deles
- Escrever a referência de cada amostra, tanto na tampa, como no frasco que a contém
- Usar material descontaminado no contacto com as amostras

Tendo em atenção os pontos anteriores, o primeiro passo no trabalho efetuado na sala limpa do LGI, foi o de realizar a pesagem da porção da amostra que se pretende analisar. Para isso, foi necessário fazer cálculos de forma a saber que quantidade de amostra é necessária para se obter pelo menos 0,5 µg de cada elemento (Sr e Nd). Como tipicamente as amostras apresentam concentrações de Nd inferiores às de Sr, o valor de 0,5 µg é calculado em relação ao Nd.

A pesagem das amostras é realizada em copos de *teflon*, a que se atribui o nome de *savillex*. Os cuidados a ter na preparação da pesagem e na pesagem em si, são os seguintes:

- Colocar papel de alumínio a envolver o *savillex* para reduzir o efeito de estática, pois o material *teflon* apresenta uma grande carga estática
- Colocar um copo com sílica-gel na base da balança, com o objetivo de absorver a humidade durante a pesagem
- Os *savillex* devem ser pesados com a tampa colocada
- A amostra é colocada no respetivo *savillex*, que se deve encontrar na horizontal, com uma espátula, previamente lavada com álcool
- A amostra deve ser colocada no fundo do *savillex*
- Não se devem fazer movimentos bruscos perto da balança
- A pesagem apenas é correta com as portas da balança fechadas
- Não se deve registar a tara entre pesagens consecutivas da mesma amostra
- A balança tem de estar assente numa base antivibratória

O próximo passo envolve a digestão total da amostra. O material a ser usado durante esta etapa é descontaminado, recorrendo-se ao uso de ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) a 50% e a água ultrapura *Milli Q* (Millipore).



Juntam-se a cada amostra, nas bombas, 2ml de ácido fluorídrico (HF) e 1 ml de  $\text{HNO}_3$ , ultrapuros, que irão atacar as estruturas dos minerais presentes na amostra de rocha e formar vários fluoretos e nitratos. Este processo realiza-se ao longo de 3 dias em estufa, a uma temperatura de 100 °C.

Ao fim destes 3 dias, procede-se a uma adição de 10ml de HCl 6N purificado através de uma bi-destilação e *sub-boiling* em destilador de quartzo, que irá substituir os fluoretos por cloretos. A amostra fica, então, um dia na estufa. É no fim desta etapa que as amostras se encontram prontas para passarem pelo processo cromatográfico.

O ataque realizado no interior de bombas metálicas de digestão (*Parr Instrument Company*) leva à destruição da estrutura cristalina a temperatura e pressões elevadas, o que a torna mais eficiente.

A cromatografia é o processo que se utiliza para a separação dos elementos. A partir da coluna primária obtêm-se o Sr e as terras raras; na coluna secundária obtêm-se o Nd. A individualização dos elementos é resultado, da adição, em etapas sucessivas, de volumes de ácido bem definidos, de diferentes concentrações.

De seguida, encontram-se resumidos os processos utilizados na cromatografia realizada neste trabalho:

a. Colunas primárias

- As colunas utilizadas são de quartzo e contêm resina catiónica AG8 50W Bio-Rad
- As colunas são lavadas, antes da sua utilização, com HCl 6N e  $\text{H}_2\text{O}$
- As amostras são dissolvidas com HCl 2,5N
- A amostra é depositada na coluna
- Acrescentam-se certas quantidades de ácido, definidas de acordo com uma calibração previamente efetuada, para que os elementos vão saindo da coluna, sendo rejeitados os que não irão ser analisados
- Na altura de sair o Sr, este é recolhido para um novo *savillex* devidamente identificado e o mesmo se processa aquando da obtenção das terras raras
- O *savillex* contendo o Sr é então colocado na placa de aquecimento até o líquido evaporar, o que resulta num concentrado de cloreto de estrôncio ( $\text{SrCl}_2$ )

O processo de separação do Sr termina aqui, mas, de seguida, é necessário separar as terras raras obtidas, nas colunas secundárias, de modo a ser recolhido o neodímio.

b. Colunas secundárias

- As colunas são também de quartzo, mas a resina agora é Ln Resin (EiChrom Technologies)
- As colunas são lavadas, antes da sua utilização com HCl 6N e H<sub>2</sub>O
- As amostras são dissolvidas com HCl 0,2N e depositadas na coluna
- Acrescentam-se quantidades de HCl de várias concentrações (0,2 N; 0,3N; 0,6N) para que os elementos possam sair na coluna, sendo desprezados aqueles que não serão analisados
- Quando chegar a altura de sair o Nd, coloca-se um *savillex* para o recolher, devidamente identificado
- O *savillex* contendo Nd é então colocado na placa de aquecimento para evaporação do líquido

Após os processos de evaporação, as amostras com Sr e Nd podem ser depositadas em filamentos de rênio num porta-amostras que irá ser introduzido no espectrómetro de massa.

4 Especificidades da preparação química da amostra de barite

O processo de ataque químico à amostra de barite realizou-se por processos diferentes dos descritos para as restantes amostras. Depois de pesada a amostra, adicionaram-se os ácidos HCl e HNO<sub>3</sub>, na quantidade de 1ml cada. Depois, esta amostra foi colocada na placa de aquecimento, de modo a evaporar os ácidos. Apesar da amostra de barite não ter sido alvo de análises químicas, ela foi atacada tendo por pressuposto que a quantidade de Sr era elevada e que a quantidade de Rb era nula, o que se veio a confirmar durante a análise da amostra de barite no espectrómetro de massa.

## **ANEXO IV**

### **Exemplo de um *log***



<b>PROJECT</b>	<b>BOA FÉ</b>
<b>PROSPECT</b>	<b>Casas Novas</b>
Project Geologist	Nelson Martins

DRILL HOLE COLLAR								
DRILL HOLE ID	HOLE TYPE	EASTING	NORTHING	ELEVATION	DATUM	BEARING	INCLINATION	FINAL DEPTH
BFCN-12-004	Diamond Drill	578366.65	4266933.64	243.53	UTM-WGS84	30	-45	125.20

Drilling Company	Rig Id	Start Date	Finish Date
Geoplano	Mustang	2012-03-23	2012-03-31

Core Size	From	To
HQ-2	0.00	125.20

Total Core Drilled (m)	Total Core Recovery (%)	Solid Core Recovery (%)	RQD (%)
125.20	95.17	89.35	54.98

Survey Method	At	Bearing	Inclination	Comments
Compass	0	30.0	-45.0	Metalic casing (Reflex survey value not valid)
Reflex-MultiShot	8	30.0	-45.0	Metalic casing (Reflex survey value not valid)
Reflex-MultiShot	17	29.9	-44.4	
Reflex-MultiShot	26	30.4	-44.3	
Reflex-MultiShot	35	30.1	-44.2	
Reflex-MultiShot	44	30.0	-44.0	
Reflex-MultiShot	53	30.1	-43.8	
Reflex-MultiShot	62	30.5	-43.8	
Reflex-MultiShot	71	30.3	-43.6	
Reflex-MultiShot	80	30.9	-43.6	
Reflex-MultiShot	89	30.4	-43.6	
Reflex-MultiShot	98	30.0	-43.6	
Reflex-MultiShot	107	30.9	-43.6	
Reflex-MultiShot	116	30.6	-43.6	
Reflex-MultiShot	125	29.7	-43.5	

Figura IV.1: Exemplo de parte de um *log* referente ao separador *collar*.

CORE LITHOLOGY DATA															
HOLE ID		BFBH-12-001													
Date		30-04-2012				Logger		CS							
LITHOLOGY LIMITS				LITHOLOGY TYPE			MINERALIZATION TYPE								
Hole Id	Depth From	Depth To	Logged interval	Lithology 1	Lithology 2	Silicification	Depth from	Depth to	Mineralization 1	Percentage	Mineralization 2	Percentage	Mineralization 3	Percentage	Type
BFBH-12-001	0.00	1.40	1.40	OVB											
BFBH-12-001	1.40	3.70	2.30	FEX	APX	sl1									
BFBH-12-001	3.70	4.35	0.65	APX											
BFBH-12-001	4.35	6.20	1.85	FEX		sl1									
BFBH-12-001	6.20	8.90	2.70	FEX	APX	sl2									
BFBH-12-001	8.90	9.90	1.00	FEX	BDZ	sl2									
BFBH-12-001	9.90	13.10	3.20	FEX	APX	sl2									
BFBH-12-001	13.10	18.05	4.95	APX	FEX	sl2									
BFBH-12-001	18.05	20.30	2.25	FEX	BDZ	sl3	18.05	20.30	pyr	1					dss
BFBH-12-001	20.30	25.87	5.57	FEX		sl3									
BFBH-12-001	25.87	28.15	2.28	FEX	APX	sl3									
BFBH-12-001	28.15	28.61	0.46	APX											
BFBH-12-001	28.61	30.05	1.44	FEX	APX	sl3									
BFBH-12-001	30.05	31.45	1.40	BMX	CSL										
BFBH-12-001	31.45	36.50	5.05	FEX	APX	sl3									
BFBH-12-001	36.50	38.63	2.13	CSL	FEX										
BFBH-12-001	38.63	39.00	0.37	FLT											

Figura IV.2: Exemplo de parte de um log referente ao separador *lithology*.

# **CORE SAMPLING DATA**

HOLE ID	BFBH-12-001		
Date	07-05-2012		
Total nº samples:	107		
Batch id	CR-BHD-01		
Dispatched date	08-05-2012		

Type: Half core (Hc), quart core (Qc), blank (B), duplicate (D), standard (St)

Condition: Solid (Sc), broken core (Bc), gravel (G), soil type (So)

Hole Id	Sample Id	Depth From	Depth To	Width	Recovery	Weight	Sample type	Sample condition
BFBH-12-001	CR-204589	2,00	3,18	1,18	0,91	3,52	Hc	Bc
BFBH-12-001	CR-204590	3,18	4,35	1,17	0,88	2,86	Hc	Bc
BFBH-12-001	CR-204591	4,35	6,20	1,85	1,50	4,10	Hc	Bc+Sc
BFBH-12-001	CR-204592	6,20	7,65	1,45	1,26	4,34	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204593	7,65	9,90	2,25	1,64	5,24	Hc	Bc+Sc
BFBH-12-001	CR-204594	9,90	10,43	0,53	0,43	1,50	Hc	Bc
BFBH-12-001	CR-204595	10,43	11,78	1,35	1,00	2,40	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204596	11,78	13,10	1,32	1,32	4,14	Hc	Bc+Sc
BFBH-12-001	CR-204597	13,10	14,55	1,45	1,30	4,04	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204598	14,55	15,45	0,90	0,56	1,76	Hc	Bc
BFBH-12-001	CR-204599	15,45	16,84	1,39	1,25	4,32	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204600	16,84	18,05	1,21	1,14	3,86	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204601	18,05	19,55	1,50	1,35	3,96	Hc	Sc+Bc
BFBH-12-001	CR-204602	19,55	21,06	1,51	1,36	4,78	Hc	Sc+Bc

Figura IV.3: Exemplo de parte de um *log* referente ao separador *sampling*.